

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LES MINÉRALISATIONS EN VANADIUM DU COMPLEXE DE LA RIVIÈRE BELL,  
MATAGAMI, QUÉBEC.

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

STÉPHANE ROUDAUT

MARS 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je souhaite tout d'abord remercier mon directeur Michel Jébrak, PhD, professeur à l'Université du Québec à Montréal, qui m'a fait confiance et m'a laissé une grande liberté dans mes recherches tout en étant présent lorsque j'en ai eu besoin, que ce soit pour me conseiller, ou pour m'encourager. Son expérience et ses compétences ont été d'une aide précieuse tout au long de mes recherches et de la rédaction pour aboutir à ce mémoire.

Je souhaite ensuite remercier mon co-directeur Normand Goulet, PhD, professeur à l'université du Québec à Montréal, pour ses conseils et son intérêt pour mon travail.

Je tiens à remercier Christian Derosier, DSc, vice président d'Apella Resources Inc., pour sa confiance et son soutien, pour tout le support logistique sur le terrain, le logement à Matagami, l'accès complet aux données de la compagnie, ainsi que pour ses conseils et son expérience dans le milieu de l'industrie minière. Je souhaite également remercier Roger Moar, B.Sc., géologue, Glenn MacCormick et Huguette Bouchard, prospecteurs, pour leur aide et leur expérience sur le terrain et à la carothèque d'Apella Resources Inc.

Merci à Mehmet Taner, PhD, membre du comité consultatif d'Apella Resources Inc., pour sa disponibilité, son aide précieuse et ses conseils avisés de minéralogiste spécialiste du vanadium ainsi que pour l'accès à ses échantillons et ses rapports.

Je voudrais aussi remercier Mme Sarah-Jane Barnes, PhD, professeur, Mlle Sarah Dare, PhD, étudiante en post-doctorat, Université du Québec à Chicoutimi et Jean Goutier, Msc, géologue émérite, Ministère des ressources naturelles et de la faune, pour leur aide et leur collaboration.

Je voudrais remercier mes collègues de travail qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire. Un merci particulier à "Lulu" pour ses conseils de rédaction et ses encouragements, et un autre à "Oli" pour les discussions toujours constructives sur les magmas mafiques. Merci également à Michelle Laithier, géo-cartographe et Raynald Lapointe, technicien de laboratoire, tout deux du département des sciences de la Terre et de l'Atmosphère de L'Université du Québec à Montréal, pour leur disponibilité, leur aide toujours précieuse et leur extrême gentillesse.

Pour finir je voudrais remercier mes amis, mes colocs, ma famille, et Laura pour le soutien, l'aide et les encouragements qui m'ont permis d'arriver à finaliser ce mémoire.

Ce travail n'aurait pas été possible sans le soutien financier d'Apella Resources Inc., du Fond de Recherches du Québec - Nature et Technologie, et du Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie.



## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
RÉSUMÉ.....	x
CHAPITRE I	
LES INTRUSIONS LITÉES À VANADIUM.....	1
1.1 Introduction.....	1
1.2 Les oxydes V-Fe-Ti dans les intrusions litées.....	3
1.2.1 Le Complexe du Bushveld .....	3
1.2.2 Les intrusions gabbroïques de la région de PanXi, Chine.....	4
1.2.3 Le Complexe du Lac Doré.....	4
1.3 Le modèle génétique des oxydes de Fe Ti.....	6
1.4 Les paramètres affectant la saturation du magma en oxydes Fe-Ti.....	8
1.4.1 Fugacité de l'oxygène.....	8
1.4.2 Températures .....	9
1.4.3 Composition du magma.....	9
1.5 Développement des dépôts de fer et titane .....	10
1.6 Concentrations du Vanadium dans les oxydes.....	10
CHAPITRE II	
GÉOLOGIE DU COMPLEXE DE LA RIVIÈRE BELL .....	12
2.1 Contexte géologique régional .....	12
2.2 Travaux antérieurs.....	16
2.2.1 Travaux de Maier et al. (1996) .....	16

2.2.2	Travaux de Taner et al. (1998).....	19
2.2.3	Travaux de Goutier (2005) .....	21
2.3	Géologie de la propriété Iron T.....	24
2.3.1	Structure .....	26
2.3.2	Pétrographie.....	28
2.3.3	Minéralisations en oxydes .....	40
2.3.4	Géochimie .....	43
2.3.5	Géochimie minérale .....	56
CHAPITRE III		
	DISCUSSIONS.....	59
3.1	Contexte géodynamique de mise en place.....	59
3.2	Genèse des gabbroonorites lités.....	60
3.2.1	Comparaison de la zone principale et de la zone supérieure litée.....	60
3.2.2	Comparaison de la partie Est avec la zone supérieure litée.....	63
3.2.3	Origines possibles .....	63
3.2.4	Modèle de mise en place .....	64
3.3	Les gabbroonorites pegmatitiques.....	70
3.3.1	Source possible du magma .....	70
3.3.2	Processus de fracturation.....	71
3.3.3	Pyroxènes à texture spinifex.....	72
CHAPITRE IV		
	CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION .....	73
4.1	Conclusions.....	73
4.2	Implications pour l'exploration .....	76

4.2.1	Comparaison avec les grands gisements de V-Fe-Ti .....	76
4.2.2	Guides d'exploration .....	76

#### APPENDICE

OBSERVATION DE LA RÉPARTITION DU VANADIUM DANS LA TITANOMAGNÉTITE PAR RÉALISATION D'UN PROFIL D'ANALYSES PAR DISPERSION DES RAYONS X.....	87
RÉFÉRENCES .....	77

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Comparaison des stratigraphies du Complexe du Bushveld, du Complexe du Lac Doré et de l'intrusion Hongge. Modifié d'après Taner (1998) et Bai et al. (2012). ....	5
2.1 Localisation du projet Iron T sur la carte des subdivisions tectonostratigraphiques du Québec (modifié de Lamothe et Goutier, 2011) et extrait de la carte géologique de Matagami (modifié de la carte géologique d'Abitibi, MRNF).....	15
2.2 Modèle des différentes étapes de mise en place du Complexe de la Rivière Bell (Maier et al. 1996).....	18
2.3 Stratigraphie du Complexe de la Rivière Bell. D'après Maier et al. (1996), modifié par Taner (1998). ....	20
2.4 Divisions du Complexe de la Rivière Bell en trois parties: est, centrale, ouest, en fonction des agencements lithologiques (Goutier, 2005). ....	22
2.5 Carte géologique du complexe de la Rivière Bell, Goutier 2005. Le carré rouge localise la propriété Iron T qui est l'objet de l'essentiel des travaux d'étude.....	23
2.6 Carte du champ magnétique au sol interprétée. Les lignes en pointillés représentent l'interprétation du litage. Les points représentent les forages réalisés en 2009 et 2010. La ligne A-B représente la section de forage présentée dans la partie structure (3.3.2). L'étoile représente la localisation des brèches. ....	25
2.7 Section de forages, d'orientation N-S entre les points A et B (figure 2.6), réalisée à partir des observations de cinq forages. ....	27
2.8 A. Gabbronorite mésocrate. B. Gabbronorite mélanocrate. C. Gabbronorite leucocrate. D. Enclave de gabbronorite leucocrate dans la série de bandes rythmique d'oxydes massifs .....	30
2.9 A. Bandes rythmiques d'oxydes massifs du décapage réalisé par Noranda en 1998. B. Bande d'oxydes avec granoclassement normal. C. bande rythmique déformée d'oxydes massifs. D. Figure de slump dans une foliation de pyroxène d'un mésogabbronorite.....	31
2.10 A. Plagioclases. B. Macles polysynthétiques écrasées d'un plagioclase. C. Macles polysynthétiques entrecroisées d'un plagioclase. D. Plagioclase pseudomorphosé en épidote. ....	33
2.11 A. Intercroissances de clinopyroxènes dans un orthopyroxène. B. Cercle de hornblende autour d'un clinopyroxène. ....	34
2.12 A. Zone de brèche du décapage T1. B. Texture pegmatitique et texture ophitique. C. Claste anguleux de gabbronorites lité. D. Pyroxènes à texture pseudo-spinifex. ....	37

2.13	Cartographie du décapage T1 faisant apparaître les gabbro-norites lités et les gabbro-norites pegmatitiques.....	38
2.14	A: oxydes entre des cristaux de plagioclases. B: grain de titanomagnétite avec de larges exsolutions en treillis. C et D: Titanomagnétite avec fines exsolutions en treillis, hercynite et contact avec un grain d'ilménite. ....	42
2.15	Diagrammes binaires représentant les points d'analyses des échantillons issus des forages dans les gabbro-norites de la zone litée. ....	46
2.16	À gauche, les spectres des gabbro-norites lités. À droite, les spectres des gabbro-norites pegmatitiques du ciment des brèches. Échantillons normalisés par rapport aux données de Boynton (1984). ....	52
2.17	Champs des spectres pour les gabbro-norites lités et les gabbro-norites pegmatitiques du ciment des brèches. ....	54
2.18	Profil d'analyses du vanadium, fer, titane et aluminium par mesure de dispersions des rayons X dans un grain de titanomagnétite. Les valeurs des mesures des constituant est relative à la somme des éléments analysés. ....	58
3.1	Diagramme ternaire de Roedder (1956) et son extension de Freestone (1978) qui résulte de l'addition de 3%TiO <sub>2</sub> et 1%P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> dans le magma. Les points représentent les analyses des échantillons de gabbro-norites lités de la zone supérieure.....	69
4.1	Modèle synthétique de la mise en place des lithologies qui constituent la zone supérieure du Complexe de la Rivière Bell et rapport TiO <sub>2</sub> /V pour chaque nouvelle lithologie.....	75

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Comparaison des stratigraphies du Complexe du Bushveld, du Complexe du Lac Doré et de l'intrusion Hongge. Modifié d'après Taner (1998) et Bai et al. (2012).....	5
2.1 Comparaison entre les gabbronorites lités et les gabbronorites pegmatitiques.....	39
2.2 Résultats d'analyses roches totales (recalculé à 100%) d'échantillons de gabbronorites lités.....	48
2.3 Résultats d'analyses roches totales (recalculé à 100%) d'échantillons de gabbronorites pegmatitiques.....	50
3.1 Comparaison de la zone supérieure litée et de la zone principale du Complexe de la Rivière Bell d'après nos données et celles de Maier et al. (1996).....	61

## RÉSUMÉ

Le Vanadium produit dans le monde est issu à près de 90% de complexes ignés comme celui du Bushveld en Afrique du Sud. Le Complexe de la Rivière Bell est localisé dans le camp minier de Matagami, au nord de la province d'Abitibi. C'est une intrusion litée de 750km<sup>2</sup>, d'âge 2725Ma qui présente un potentiel en vanadium, fer et titane. La partie ouest du complexe, entourée de gisements de sulfures massifs volcanogènes, présente une base de gabbros, une zone supérieure litée de gabbronorites contenant des lits d'oxydes à Fe-Ti-V, surmontée par une zone de granophyres. La zone d'oxydes, hôte des minéralisations en vanadium fut jusqu'à présent peu étudiée.

La zone litée est marquée par un métamorphisme rétrograde au faciès amphibolite à schistes verts. Elle comprend des lits d'oxydes massifs et semi-massifs globalement orientés Est-Ouest, à pendage subvertical et à polarité vers le Nord. Elle contient également des séquences de gabbronorites mélanocrates à leucocrates, à oxydes disséminés. Les zones d'oxydes ont une épaisseur jusqu'à 200m avec des lits centimétriques à décimétriques, dont les teneurs moyennes de 27,3% Fe, 39,04% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 6,55% TiO<sub>2</sub> et 0,42% V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. On observe plusieurs séquences magmatiques primaires, directement liées au processus de cristallisation fractionnée. Une phase tardimagmatique de bréchification, donnant des brèches à ciment de gabbronorites pegmatitiques, est présente au sommet de la zone litée.

Les oxydes présents dans la zone litée sont l'ilménite et la titanomagnétite. La titanomagnétite présente des exsolutions d'ilménite en treillis associées à de l'ulvöspinelle et de l'hercynite. Le vanadium est inclus dans la structure cristalline de la magnétite où les ions V<sup>3+</sup> vont remplacer les ions Fe<sup>3+</sup>.

Les observations texturales et les analyses géochimiques montrent que la zone supérieure litée du Complexe de la Rivière Bell est vraisemblablement issu d'une injection de magma mafique associée à un mélange avec un liquide résiduel enrichi en V-Fe-Ti. Ce mélange est possiblement issu de la zone de gabbros massifs sous jacente

Plusieurs particularités distinguent le Complexe de la Rivière Bell d'autres complexes connus dans le monde comme celui du Bushveld, impliquant une mise en place avec un fort contraste thermique, vraisemblablement à faible profondeur.

Mots clés: Gisement de vanadium; Complexe mafique; titanomagnétite, litage magmatique, cristallisation fractionnée.



## CHAPITRE I

### Les intrusions litées à vanadium

#### 1.1 Introduction

Le vanadium est un métal stratégique notamment utilisé pour la production d'alliages de métaux de haute qualité. Il augmente la dureté et la résistance des aciers au feu et à l'usure. Le vanadium est principalement utilisé dans l'industrie pour la production d'aciers de haute résistance (acier renforcés au vanadium pour les pipelines, alliages de vanadium-aluminium-titane pour l'aérospatial). Il est également utilisé pour la production de catalyseurs, de céramiques, verres, pigments, électroniques, batteries, et plastiques.

Les minéralisations magmatiques économiques en vanadium-fer-titane représentent plus de 90% de la production mondiale de vanadium (minerals.usgs.gov, 2012). Elles se présentent sous forme de titanomagnétite vanadifère associée aux intrusions mafiques et ultramafiques. Elles se concentrent dans les parties supérieures mafiques de larges intrusions litées comme dans le Bushveld en Afrique du Sud (Reynolds, 1985a) ou dans les parties ultramafiques inférieures et moyennes comme dans les intrusions de la Province du Emeishan en Chine (Ma et al., 2003). Le vanadium extrait de ces intrusions représentait en 2011, un tiers de la production mondiale pour le Bushveld et 38% de la production mondiale pour les intrusions du Emeishan (minerals.usgs.gov, 2012).

Le Complexe de la Rivière Bell, à Matagami, est une intrusion mafique qui présente une zone supérieure litée avec des minéralisations en V-Ti-Fe. Bien que le complexe ait été découvert en 1913, ces minéralisations ont, jusqu'ici, été peu étudiées. Maier et al. (1996) ont réalisé une évaluation du potentiel économique du complexe, axée principalement sur le potentiel en Cu-Ni-PGE. Taner et al. (1998) a publié une étude minéralogique des titanomagnétites vanadifères de la zone supérieure. Enfin, Goutier (2005) a réalisé une cartographie détaillée du complexe et une description en surface des différents faciès, dont ceux de la zone litée.



Actuellement, la zone supérieure litée du Complexe de la rivière Bell est explorée par Apella Resources Inc.. La propriété Iron T présente un potentiel en V-Fe-Ti avec des ressources inférées de 14 376 000 tonnes à 39,04% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 6,55% Ti et 0,42% V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Rapport 43 101, SGS Canada Inc. 2011). Ces ressources ont été calculées à partir d'une section du gisement de 1200m de longueur sur les 25km de zone litée.

Le Complexe de la Rivière Bell est associé aux rhyolites et basaltes des groupes de Watson et de Wabasee qui sont porteurs de minéralisations de sulfures massifs volcanogènes du camp minier de Matagami (Sharp, 1968). Il est considéré comme subvolcanique (Maier et al. 1996; Goutier, 2005). Il fut jusqu'ici comparé au Complexe du Bushveld par rapport à son évolution et son organisation (Maier et al., 1996; Taner et al., 1998). Il présente cependant des différences marquantes avec le Complexe du Bushveld, par la présence deux zones d'oxydes de V-Fe-Ti et par l'absence d'apatite. Les deux zones à V-Fe-Ti du Complexe de la Rivière Bell se distinguent également l'une de l'autre par les lithologies: l'une est essentiellement mafique, la seconde est de composition mafique et ultramafique. Enfin, le Complexe de la Rivière Bell contient des brèches magmatiques dont le ciment montre des indices qui témoignent d'un fort gradient thermique, ce qui peut être synonyme d'une mise en place à faible profondeur.

Les travaux d'exploration menés par Apella Resources Inc. apportent de nombreuses informations sur la géologie de la zone supérieure litée du Complexe de la Rivière Bell. Ces informations peuvent permettre d'améliorer la compréhension de la mise en place de la zone litée, et par extension, de cette intrusion. De plus, l'intrusion joue un rôle essentiel d'un point de vue économique dans le camp minier de Matagami avec les minéralisations en V-Fe-Ti et les indices en Cu-Ni-PGE du complexe, mais aussi avec les sulfures massifs volcanogènes qui y sont associés (Carr et al., 2008).

L'étude des minéralisations en Vanadium du Complexe de la Rivière Bell porte sur la description des roches observées surface, des forages et sur l'interprétation des données pétrographiques, minéralogiques et géochimique des lithologies et des minéralisations en V-Fe-Ti de la zone supérieure litée. Elle donne une mise en contexte de leur genèse ainsi qu'une comparaison avec les intrusions majeures hôtes des principaux gisements de vanadium dans le monde.

## 1.2 Les oxydes V-Fe-Ti dans les intrusions litées

Les minéralisations économiques en oxydes V-Fe-Ti sont présentes dans plusieurs complexes mafiques et ultramafiques majeurs qui sont différents les uns des autres. Nous en présentons ici trois exemples: Le Complexe du Bushveld en Afrique du Sud, la région du PanXi en Chine et le Complexe du Lac Doré au Québec.

### 1.2.1 Le Complexe du Bushveld

Le Complexe du Bushveld, situé en Afrique du Sud et daté à  $2058 \pm 08$  Ma (Buick et al, 2001), est l'intrusion ultramafique et mafique litée la plus vaste du monde: longue de 450km et large de 270km. Son épaisseur est de plus de 8km (Figure 1.1). Ce complexe contient de larges ressources mondiales en éléments du groupe du platine et un des plus importants gisements de vanadium au monde. Les formations litées qui se seraient mises en place entre 2 et 4 km de profondeur (Cawthorn, 2010), ont été subdivisées selon leurs phases minérales avec, de la base vers le sommet: 1) La zone de bordure inférieure; 2) La zone inférieure (0-2200 m); 3) La zone principale (2200-5700 m), caractérisée par l'absence de magnétite et de chromite; 4) La zone supérieure (5700-7300 m), caractérisée par la présence de magnétite. Cette dernière est subdivisée en 3 sous zones:

- a) de 0 à 600 m par rapport à la base de la zone supérieure.
- b) caractérisée par l'apparition de l'olivine riche en Fer au niveau 600 m.
- c) avec l'apparition de l'apatite au niveau 1000m.

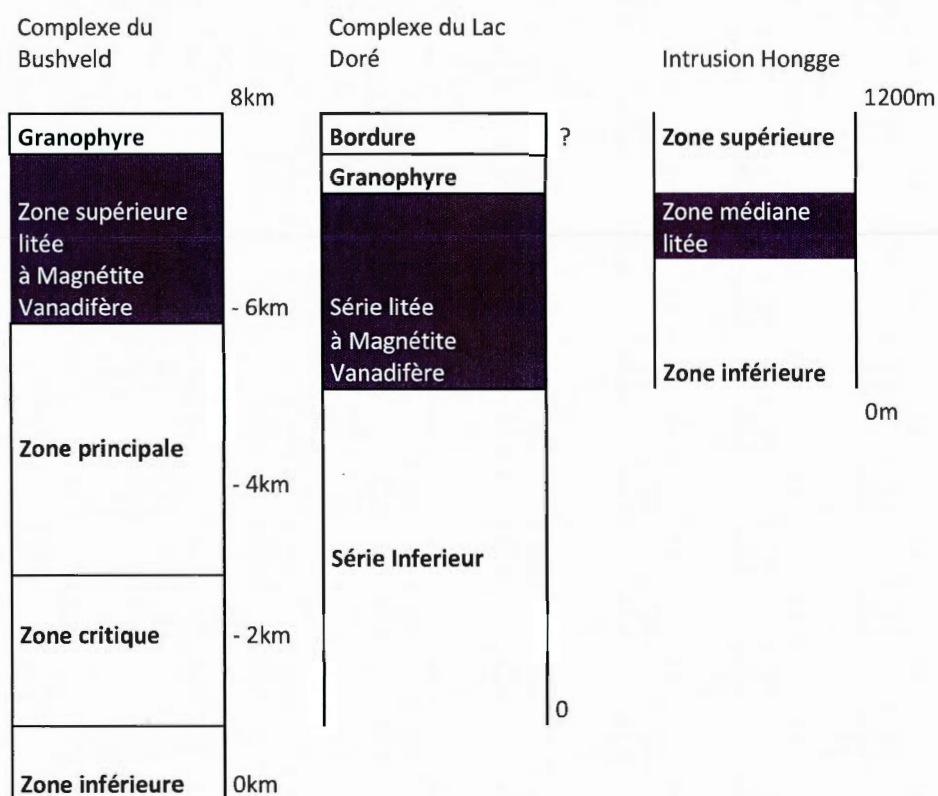
Dans le Complexe du Bushveld, l'épaisseur des lits de magnétite varie de 3 à 10 cm et leur extension latérale peut atteindre plusieurs kilomètres. La géochimie de ces magnétites montre des valeurs de 10% poids de  $\text{TiO}_2$  et 2% poids de  $\text{V}_2\text{O}_5$  à la base de la zone supérieure et jusqu'à 16-20% poids de  $\text{TiO}_2$  et 0.2% poids de  $\text{V}_2\text{O}_5$  au sommet de la zone. Il y a donc une diminution du V et une augmentation du Ti en fonction de la position stratigraphique (Lee, 1996). Les magnétites présentent également des teneurs en Cr décroissantes dans les lits de magnétite massive, avec des valeurs de plus de 7000 ppm à la base de lit à 100 ppm au sommet de lit (Cawthorn et al. 1985).

### 1.2.2 Les intrusions gabbroïques de la région de PanXi, Chine.

L'intrusion Hongge, située dans la province magmatique du Emeishan, au sud ouest de la Chine, est une intrusion ultramafique et mafique datée à  $259,3 \pm 1,3$  Ma (Zhong et Zhu, 2006), d'environ 16 km de long et 6 km de large en surface et connue jusqu'à 1,2 km de profondeur (Figure 1.1). Avec 4 572 Mt de réserves de minerai (Ma et al., 2003), c'est le gisement de V-Fe-Ti le plus important dans la région du PanXi, région qui fournit 37% du Vanadium mondial. Cette intrusion est constituée de formations litées, subdivisées selon leurs phases minérales avec, de la base vers le sommet. 1) Une zone inférieure de clinopyroxénite à olivine; 2) Une zone intermédiaire à clinopyroxénite et clinopyroxénite à olivine, caractérisée par la présence de chromite et de magnétite vanadifère; 3) une zone supérieure de gabbros à apatite et de gabbro. (Bai et al., 2012). La géochimie des oxydes ne montre pas d'évolution du Ti et du V, qui restent relativement constant tout au long de la zone intermédiaire de l'intrusion. Le Cr atteint jusqu'à 2% poids dans les oxydes. Le P, donc l'apatite, est absents de la zone intermédiaire mais apparait dans la zone supérieure. Les valeurs de P atteignent 5% poids dans les gabbros à apatite (Bai et al., 2012).

### 1.2.3 Le Complexe du Lac Doré

Le Complexe du Lac Doré est une intrusion stratiforme archéenne située près de la ville de Chibougamau, dans la province de Québec, au Canada. L'intrusion est divisée en trois séries. 1) une série inférieure de ferrogabbro, d'anorthosites, leucogabbros et leuconorites à la base (les auteurs utilisent les termes de gabbro anorthositique et anorthosite noritique); 2) Une série litée constituée de trois niveaux de ferropyroxénite, ferrogabbro et magnétite séparés par des niveaux de leucogabbros; 3) Une série supérieure de leucogabbro et de granophyre (Daignault et Allard, 1990). Les dimensions de chaque zone ne sont pas données par les auteurs. Les zones d'anorthosite à la base du Complexe du Lac Doré sont parfois caractérisées par des mégacumulats, en lien avec les cristaux de plagioclases qui peuvent atteindre 30cm de diamètre (Daignault et Allard, 1990). La géochimie montrent une diminution du V et une augmentation du Ti dans les séries litées de la base au sommet et contiennent du phosphore (P), traduit par la présence d'apatite.



**Figure 1.1:** Comparaison des stratigraphies du Complexe du Bushveld, du Complexe du Lac Doré et de l'intrusion Hongge. Modifié d'après Taner (1998) et Bai et al. (2012).

### 1.3 Le modèle génétique des oxydes de Fe Ti

Dans une chambre magmatique, le fractionnement et la cristallisation de plagioclase et de pyroxène sont accompagnés d'un liquide interstitiel enrichi en Fe-Ti et accessoirement V et P. Ce liquide est considéré comme un résidu typique de la cristallisation fractionnée (Buddington 1972; Emslie 1978; Wiebe 1984). La précipitation abondante d'oxydes est rencontrée dans les intrusions tholéitiques différenciées (Eals et Roby 1976) et dans les roches basaltiques tholéitiques (Carmichael et al., 1974).

La précipitation de la titanomagnétite se produit après que le magma résiduel se soit enrichi en Fe-Ti et accessoirement en vanadium et en phosphore (Roeder et Osborne 1966). Dans l'intrusion du Skaergaard, au Groenland qui est un complexe igné lité présentant des lits d'oxydes, la titanomagnétite apparaît après que 82% du magma originel se soit cristallisé. Les cumulats d'apatite cristallisent après que 97% de ce même magma se soit solidifié, c'est à dire à la fin de l'évolution magmatique (Wager et Brown 1967; Ryerson et Hess 1980). Dans le Complexe du Bushveld, la titanomagnétite marque le début de la zone supérieure et forme des bandes rythmiques qui se succèdent sur 1000 m d'épaisseur. La disparition des bandes rythmiques au niveau 1000m est également marquée par l'apparition d'apatite. Dans l'intrusion Hongge, la zone de titanomagnétite vanadifère se situe dans la zone intermédiaire de clinopyroxénite à olivine. L'apatite n'apparaît que dans les gabbros de la zone supérieure. On constate donc que l'apatite cristallise plus tardivement que la magnétite durant l'évolution de magma tholéitique.

Buddington et al. (1955), Lister (1966), Phillpots (1967), Roedder et Weiblen (1970) et McBirney (1980) considèrent qu'un magma tholéitique riche en Fe-Ti et P se divise en deux phases immiscibles, soit une phase riche en Fe (jotunitique) qui va se concentrer à la base, et une phase riche en silice (mangérite, granite) qui se concentre au sommet. Cette hypothèse est basée sur les évidences texturales des liquides immiscibles (Phillpots, 1978). Des évidences expérimentales, favorisant ce processus, ont été prouvées par le diagramme de Roedder (1951) et le champ d'immiscibilité de Freestone (1978). Roedder et Weiblen (1971) ont apporté les preuves de l'immiscibilité dans les roches riches en Fe-Ti et P. Roedder (1951) a constaté que la formation des fractions immiscibles pouvait se faire à des

températures et des compositions proches de celles des environnements géologiques. La température expérimentale déterminée par Philippot (1967) pour former un magma eutectique immiscible à partir d'un bain silicaté est d'environ 1420°C, voisine de la fusion de l'ilménite. Selon Nuslund (1983), la séparation d'un liquide en deux phases distinctes survient dans un système très riche en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Ses travaux ont aussi souligné l'effet marqué de la fugacité de l'oxygène ( $f\text{O}_2$ ) dans l'élargissement du champ d'immiscibilité dans le système  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  auquel il a ajouté des quantités variables de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{TiO}_2$ . Lindlsey et al. (1988) ont entrepris des expériences sur des troctolites riches en oxydes. Ils ont démontré la coexistence d'un liquide d'oxydes de Fe-Ti et d'un liquide silicaté. Lindlsey (2001) suggère donc que la formation des dépôts d'oxydes par un processus d'immiscibilité est impossible et que ces dépôts ne sont que le produit d'une cristallisation à partir d'un liquide silicaté riche en Fe-Ti et P.

Selon Duchesne (1999), le modèle de l'immiscibilité est très peu convaincant du fait que les silicates doivent cristalliser simultanément avec les oxydes. Ses nombreuses études ont été effectuées sur des dykes de jotunites de Rogaland, en Norvège, que l'auteur considère comme des produits de la cristallisation des liquides. Toujours Selon Duchesne (1999), la distribution des éléments majeurs et traces entre le liquide mafique et le liquide silicaté est contradictoire avec les données expérimentales de Watson (1976) et les considérations théoriques de Ryerson et Hess (1978): P, Zr, Ba et les terres rares qui devraient se concentrer dans le liquide mafique, sont enrichis dans le liquide silicaté. En conséquence, les données expérimentales montrant l'immiscibilité de magmas silicaté et magmas oxydes ne sont pas toujours vérifiées.

Les gîtes d'oxydes peuvent aussi avoir été formés par un processus d'assimilation ou de contamination. Hargraves (1959) présume que les séquences de ferrodiorite-jotunite de la région du Lac Allard, dans le Grenville, se sont formées par l'intrusion de liquide mafique dans des zones d'anorthosite broyées. Cette intrusion est accompagnée d'une composante plagioclasique acquise par assimilation des anorthosites encaissantes. Un modèle de mélange de magmas a été considéré pour expliquer l'origine de certaines couches de magnétite du Complexe du Stillwater (Irvine, 1981), et les horizons de Merensky Reef du Complexe du Bushveld (Campbell et al., 1983). Ce modèle implique l'introduction de nouveau magma dans

la chambre magmatique, donnant un magma hybride et conduisant à la formation des couches de magnétite. Les roches gabbroïques riches en oxydes de Kauhajarvi (Ouest de la Finlande) sont aussi le résultat de la contamination par un magma granitique causée par la fusion partielle de la croûte (Kärkkäinen et Appelqvist, 1999).

Ainsi, les modèles proposés pour expliquer la présence abondante d'oxydes dans les différents complexes mafiques sont la cristallisation fractionnée, l'immiscibilité ou encore la contamination.

#### **1.4 Les paramètres affectant la saturation du magma en oxydes Fe-Ti.**

La cristallisation et la précipitation de magnétite titanifère et d'ilménite à partir d'un magma basaltique sont largement contrôlées par la fugacité de l'oxygène, la température et la composition du magma (Buddington et Lindsley, 1964; Hill et Roedder, 1974; Karkkainen et Appelqvist, 1999).

##### **1.4.1 Fugacité de l'oxygène**

La fugacité de l'oxygène ( $f_{O_2}$ ) est un important facteur contrôlant la cristallisation de la magnétite et autres phases riches en Fe dans un magma basaltique. Il s'agit toujours de phases tardives de cristallisation (Hill et Roedder 1974; Toplis et Carroll, 1995). L'enrichissement du liquide résiduel en fer se produit durant une cristallisation fractionnée prolongée où le  $f_{O_2}$  est bas ou décroissant (Osborn 1959). D'après Irvine (1975) et Reynolds (1979b, 1980, 1981), les lits riches en titanomagnétite se développent en réponse à des événements épisodiques d'oxydation. Ces événements peuvent être liés à une contamination du magma parental par un liquide granitique issu de la fusion de l'encaissant ou de l'apport d'un magma frais et indifférencié (Irvine 1975, 1977). L'expulsion de liquide interstitiel hautement fractionné d'une pile cristalline semi consolidée à la base d'une colonne de magma peut également être un mécanisme permettant l'apport d'oxygène additionnel dans le système (Reynolds 1985). L'expulsion de ce liquide peut être la réponse à la compaction, ou encore du métasomatisme de la pile cristalline (Irvine 1978, 1980a).



### 1.4.2 Température

Les oxydes sont interprétés en tant que phases primaires de la cristallisation d'un magma silicaté, bien qu'elles puissent être tardives dans une pegmatite granitique (Buddington et Lindley, 1964). Les conditions d'oxydoréduction et l'ordre d'apparition des oxydes Fe-Ti dépendent principalement de la température et des fluctuations de la fugacité de l'oxygène. Ainsi, la température contrôle la cristallisation des oxydes et sa diminution provoque la saturation du magma en oxydes de Fe-Ti puis leur précipitation (Toplis et Carroll, 1995).

Les données expérimentales démontrent que la magnétite et l'ilménite peuvent être totalement cristallisées à 1000°C (Carmichael, 1961). La valeur de la température estimée pour les oxydes du Complexe du Skaergaard est de 1000 à 1150°C (Bartholomé, 1962), ou, pour le Complexe du Bushveld, de 1025 à 1100°C dépendant de la pression, de la fugacité de l'oxygène et de la composition du magma (Evans et Moore, 1968).

### 1.4.3 Composition du magma

Le caractère tardif de la magnétite titanifère et de l'ilménite de l'intrusion de Skaergaard est dû à la concentration des éléments de  $\text{Fe}^{3+}$  et Ti dans le liquide résiduel avant la cristallisation (Vincent, 1960). Une forte teneur en Fe dans les roches tholéitiques est marquée par un accroissement en Ti et un enrichissement en V (Eales et al., 1980). Dans les magmas tholéitiques, les oxydes commencent à cristalliser quand le magma atteint un maximum de 18% de FeO (Toplis et Carroll, 1995).

Le phosphore augmente la solubilité du Ti dans le magma tholéitique (Ryerson et Hess, 1980). Un contenu élevé en phosphore et titane dans ce magma peut également commander la paragenèse des oxydes (Toplis et al., 1994). Cela est observé dans le Complexe de Kauhajarvi, en Finlande, où une concentration élevée en P, même sous conditions de  $f\text{O}_2$  relativement hautes, a permis la cristallisation de l'ilménite et de l'ilméno-magnétite (Karkkainen et Appelqvist, 1999). Ce contenu en P provoque un ratio ilménite/magnétite élevé, comme dans le modèle de McBirney (1975) pour l'abondance de l'ilménite dans l'intrusion de Skaergaard.



### 1.5 Développement des dépôts de fer et titane

Une fois la saturation du magma en oxydes de Fe-Ti atteinte, la précipitation et la cristallisation de ces oxydes se produit et les oxydes vont s'accumuler dans la partie supérieure de la chambre magmatique.

L'accumulation d'un liquide résiduel tardif riche en Fe-Ti suite à un mécanisme de filtre-presse a été proposée par Osborne (1928). Wager (1928) et Hall (1932) ont supposé que les couches d'oxydes se formaient sur le plancher de la chambre magmatique. Les cristaux de magnétite augmentent "in situ" et contiennent une proportion variable du liquide interstitiel (Reynolds, 1985). Sous l'effet de la compaction, ces cristaux vont s'accroître, chasser le liquide piégé et former par la suite, des agrégats de magnétite avec des contacts polygonaux à jonction triples. Le refroidissement sub-solidus, les conditions de la  $fO_2$ , et la composition des phases en oxydes provoquent le développement des intercroissances en ilménite et/ou en spinelle et ulvöspinelle.

### 1.6 Concentrations du Vanadium dans les oxydes.

La présence d'oxydes dans les complexes mafiques et/ou ultramafiques n'est pas toujours synonyme de fortes teneurs en vanadium dans ces oxydes. Tous les complexes mafiques et ultramafiques qui contiennent des oxydes vanadifères montrent que le vanadium est associé à la magnétite. Cette concentration du vanadium est liée à la fugacité de l'oxygène et à la température de cristallisation de la magnétite. Lorsque la fugacité de l'oxygène est proche du tampon Quartz-Fayalite-Magnétite (QFM), le V se concentre préférentiellement dans la magnétite plutôt que de se diluer dans les minéraux mafiques, notamment les clinopyroxènes (Toplis et Carroll, 2005). L'état d'oxydation du V évolue également, passant de  $V^{3+}$  à  $V^{4+}$ , puis  $V^{5+}$  (Toplis et Carroll, 2005).

Dans le Complexe de la Rivière Bell, comme dans le Complexe du Lac Doré, Taner (1998) a suggéré que le Vanadium se concentrait dans la magnétite sous la forme de  $V^{3+}$ , qui substitue le  $Fe^{3+}$  de la magnétite du fait de leur valence  $3+$  et de la taille des rayons ionique ( $0.64\text{\AA}$  pour le  $V^{3+}$ ;  $0.645\text{\AA}$  pour le  $Fe^{3+}$ ). Taner (1998) a considéré que le vanadium présent dans la magnétite ne peut être sous la forme  $V^{5+}$ , car sa présence causerait un

déséquilibre de charge. Ce déséquilibre ne pourrait être compensé que par le cation monovalent  $\text{Li}^+$  (0.76 Å, Shannon 1976) car tous les autres ions monovalents sont trop larges pour stabiliser la structure du spinel et les magmas mafiques sont fortement appauvris en Li.

Les cristallisations abondantes en V-Fe-Ti se produisent donc lors de la présence d'un liquide concentré en V-Fe-Ti à des températures de cristallisation des oxydes, sous certaines conditions de fugacité de l'oxygène. Cette concentration en V-Fe-Ti est le résultat d'un processus de cristallisation fractionnée, d'immiscibilité, ou encore de contamination.

## CHAPITRE II

### Géologie du Complexe de la Rivière Bell

#### 1.7 Contexte géologique régional

Le Complexe de la Rivière Bell est situé dans le Complexe Volcanique de Matagami, dans la Zone Volcanique Nord de la ceinture archéenne de roches vertes de la sous province d'Abitibi.

La ceinture de roches vertes d'Abitibi montre des assemblages de roches volcaniques tholéiitiques et calco-alcalines issus d'un magmatisme de type arc (2730-2720Ma), puis des komatiites tholéiitiques (~2720-2707Ma) et enfin des séries tholéiitiques à calco-alcalines de type arc (après 2716 Ma) (Wyman, 1999). Xie et al., (1993) ont montré par des analyses de terres rares et des éléments traces que trois types de komatiites tholéiitiques sont de source mantellique avec comme profondeur des sources respectives <300km, 300km et >700km. Ils concluent à une interaction entre un magmatisme d'arc précoce et un magmatisme de plume mantellique qui aurait débuté autour de 2720 Ma. Scott et al. (2002) en viennent aux mêmes conclusions à partir d'observations volcanologiques, stratigraphiques et lithogéochimiques.

La sous-province d'Abitibi est formée par des zones volcaniques nord et sud, telles que définies par Chown et al. (1992). La principale différence entre ces deux terranes volcano-sédimentaires associés à des suites plutoniques synvolcaniques, est l'âge des roches volcaniques: 2730-2710 Ma pour la Zone volcanique Nord et 2705-2698 Ma pour la Zone volcanique Sud (Desrochers et al., 1993; Mortensen, 1993a, b). La Zone Volcanique Nord représente une vaste plaine de roches mafiques subaquatiques avec des édifices mafiques, mafiques-felsiques et felsiques. Ces ensembles forment un arc diffus (Chown et al., 1992).

Les roches du Complexe volcanique de Matagami ont été formées au cours de deux grandes phases de volcanisme. La première phase est caractérisée par l'éruption de laves tholéiitiques rhyolitiques de rhyodacitiques qui correspondent au groupe de Watson, daté à  $2724 \pm 1,8$  Ma par la méthode  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Mortensen, 1993). La deuxième phase est

caractérisée par un basalte calco-alcalin à composition andésitique du groupe de Wabasee (Beaudry et Gaucher 1986, Piché et al. 1991). Le groupe de Watson a une épaisseur d'environ 2000m et est l'hôte des sulfures massifs volcanogènes du camp minier de Matagami. Cette unité est composée principalement de dacite, rhyolite sphérolitiques et de rhyolite porphyrique intercalée avec des tufs et des horizons de laves mafiques (Goutier 2005). Au sommet stratigraphique du lac Watson, la tuffite "clé" est une exhalite cherteuse qui marque le contact avec le groupe de Wabasee et représente un horizon repère régional (Beaudry et Gaucher, 1986).

Le groupe de Wabasee est formé principalement de laves mafiques. Il a été subdivisé en deux unités qui sont l'unité de la rivière Allard et l'unité de la Rivière Bell. Ces deux unités sont similaires dans les textures et sont localement massives ou en coussins. Elles varient cependant en compositions. L'unité de la rivière Allard comprend un basalte calco-alcalin vert clair qui recouvre le groupe de Watson. Elle est marquée par un horizon repère de rhyodacite sphérolitiques, nommée rhyolite de Dumagami (Piché et al., 1990, 1993). L'unité de la rivière Bell est représentée par basalte tholéiitique vert foncé qui recouvre l'unité de la rivière Allard.

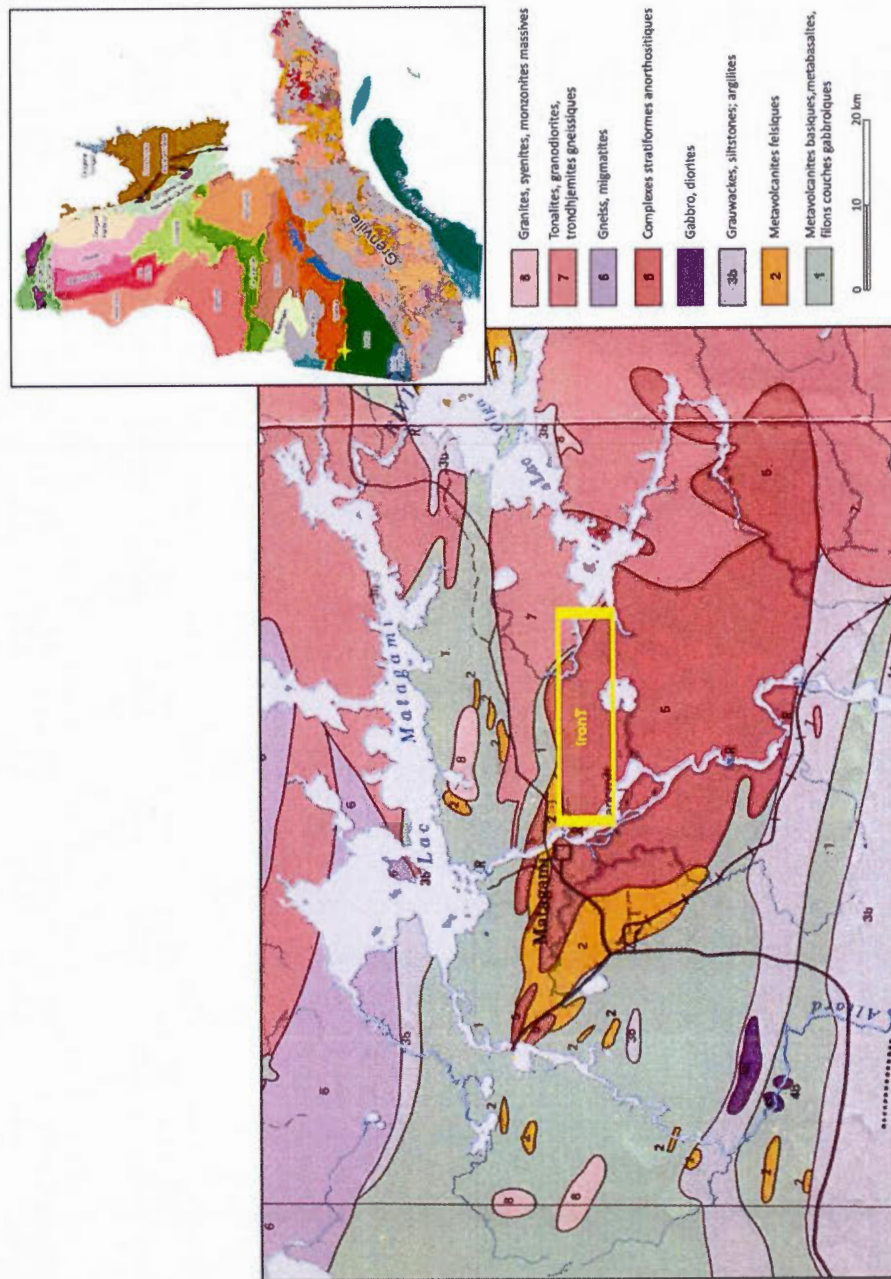
Les roches volcaniques décrites ci-dessus sont recoupées par le Complexe de la rivière Bell qui est une intrusion gabbroïque de 25km x 65km de superficie. Il est interprété que le Complexe de la rivière Bell est à l'origine des fluides hydrothermaux qui ont permis la formation des gisements de sulfures massifs de Matagami (MacLean, 1987). L'intrusion est datée par méthode U - Pb sur zircons à  $2724 \pm 2\text{Ma}$  (Mortensen, 1993). Il est ainsi considéré comme synmagmatique du groupe de Watson (Maier et al., 1996).

Le complexe volcanique de Matagami est recoupé par plusieurs générations de dykes mafiques. La majorité est synvolcanique, certains sont postérieurs, daté du Protérozoïque. Les dykes de tendance N-S appartiennent à la famille des dykes de Matachewan, datés à  $2473 \pm 13\text{Ma}$  (Heaman, 1997). Les dykes à tendance E-NE sont considérés plus jeunes et font partie des dykes de l'Abitibi, datés à  $1141 \pm 2\text{Ma}$  (Krogh et al., 1987).

Les assemblages minéralogiques indiquent que les roches archéennes du complexe volcanique de Matagami sont métamorphisées, du faciès schistes verts au faciès des amphibolites (Goutier, 2005). Le degré de métamorphisme augmente généralement de l'Ouest-Nord Ouest vers l'Est-Sud Est. Au sein du complexe de la Rivière Bell, le degré de métamorphisme augmente généralement d'Ouest en Est. L'assemblage minéralogique de la partie Ouest est considéré comme un rééquilibrage correspondant à un métamorphisme rétrograde, depuis le faciès amphibolite jusqu'au faciès schistes verts.

Les observations structurales indiquent que le complexe volcanique de Matagami est plissé à grande échelle, avec un événement de déformation NO-SE ont permit l'hypothèse de la présence d'un anticlinal, appelé anticlinal de Galinée (Sharp, 1968). D'après Piché (1993), il n'existe aucune évidence directe de plissement observable sur le terrain. D'après leurs travaux de cartographie effectués de 2008 à 2011, Pilote et al. (2011) ont remis en question l'existence de cet anticlinal. Le flanc sud est faiblement déformé et plonge à 45° vers le SO. Le flanc Nord est fortement déformé, parfois subvertical et est traversé par plusieurs familles de failles E-O et N-NE et à des cisaillements associé à la zone de haute déformation de Garon (Piché et al., 1993). La présence de L'anticlinal de Galinée





**Figure 2.1:** Localisation du projet Iron T sur la carte des subdivisions tectonostratigraphiques du Québec (modifié de Lamothe et Goutier, 2011) et extrait de la carte géologique de Matagami (modifié de la carte géologique d'Abitibi, MRNF).

## 1.8 Travaux antérieurs

Le Complexe de la Rivière Bell a d'abord été découvert par Bancroft (1913) au cours de travaux de reconnaissance pour le Service des Mines du Québec. La zone a été ensuite cartographiée par Freeman (1939) qui a également défini les principales unités lithologiques. Le Complexe de la Rivière Bell couvre une superficie de 25km x 65km. Il recoupe les roches volcaniques des groupes de Watson et de Wabasse au niveau du centre de l'anticlinal de Galinée. Le Complexe est lui même recoupé par les plutons granodioritiques d'Olga et tonalitique d'Opaoca et de dykes associés.

Le complexe de la Rivière Bell est composé de 81% de gabbro, 12% d'anorthosite, 6% de pyroxénite et moins de 1% de dunite et de magnétite. Similairement au complexe du Bushveld, le Complexe de la Rivière Bell est formé d'une alternance de gabbros, mais ne contient pas d'horizons visibles riches en chromites. Contrairement au Lac Doré, il n'y a pas de mégacumulats de plagioclases et le litage y est moins marqué.

Goutier (2005) a divisé le Complexe de la Rivière Bell en trois sous unités sur la base des assemblages lithologiques. Ces trois sous unités représentent des étapes différentes dans l'évolution du Complexe. L'unité Ouest, où se situe la propriété Iron T est interprétée comme représentant la dernière étape, la plus évoluée de la formation du Complexe. Cette unité Ouest est génétiquement associée à la formation des gisements de sulfures massifs dans le secteur minier du camp de Matagami. L'unité Centrale est interprétée comme représentant un événement précoce, profond au sein du Complexe de la Rivière Bell. Enfin le segment Est est interprété comme l'étape intermédiaire de l'évolution à profondeur intermédiaire.

Plusieurs travaux scientifiques et d'explorations ont été réalisés sur le Complexe de la Rivière Bell, Certains de ces travaux comprennent une étude plus ou moins détaillée de la zone supérieure litée et les minéralisations en V-Fe-Ti associées.

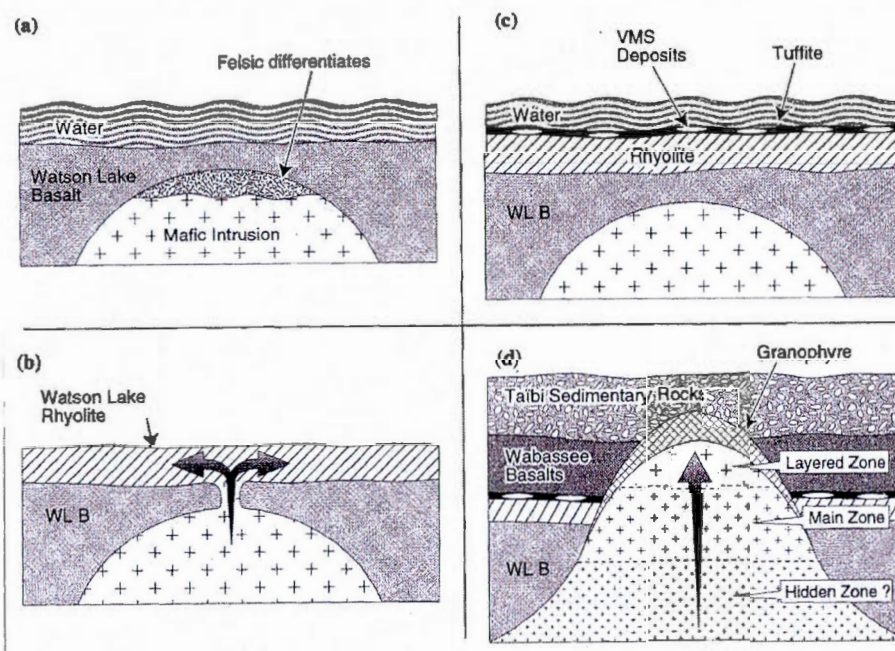
### 1.8.1 Travaux de Maier et al. (1996)

Maier et al. (1996) ont effectué une étude qui portant sur l'évaluation du potentiel économique du Complexe de la Rivière Bell. Leurs travaux sont concentré sur la partie Ouest

du Complexe, considérée plus tard par Goutier (2005) comme étant la partie supérieure de ce complexe. La partie Ouest du Complexe est subdivisée en une zone principale formée d'une masse gabbroïque, recouverte d'une zone stratifiée de gabbronorite riche en magnétite et d'une unité de granophyre. Maier et al. (1996) ont observé que les compositions sur roches totales et sur minéraux des lithologies à cumulats présentent des variations significatives, mais portent aussi la signature d'une différenciation magmatique plus prononcée lorsqu'on monte dans les niveaux stratigraphiques (vers le Nord). Ils ont observé une diminution de la composante An des plagioclases (de An73 à An51) et du Mg# de l'augite (de Mg#75 à Mg#56), un accroissement du rapport La/Yb (de 0,5 à 2,9) et une décroissance du Cr (de 770 à 5ppm) et du Ni (de 315 à 45ppm) pour les roches totales. Les concentrations en EGP sont à la limite des seuils de détection. Les observations sur la zone supérieure litée ont montré que les oxydes sont exclusivement de l'ilménite avec rarement de la titanomagnétite. Maier et al. (1996) ont suggéré que la base des niveaux exposés dans la partie ouest du Complexe de la Rivière Bell sont équivalents en composition à la frontière des zones critique-principale du Complexe du Bushveld. Maier et al. suggère également, de par la profondeur du Complexe de la Rivière Bell établie par la géophysique à 5km (Calvert et al., 1995), qu'il existe une zone ultramafique cachée en profondeur (Figure 2.3).

Maier et al. (1996) ont également produit un modèle schématisé simplifié des possibles séquences de mise en place du Complexe de la Rivière Bell dans les volcanites et sédiments associés (Figure 2.2). Ils distinguent quatre phases: 1) Mise en place de l'intrusion mafique de la Rivière Bell dans les basaltes du groupe de Watson; 2) Éruption des rhyolites du groupe de Watson; 3) Formation des dépôts de sulfures massifs volcanogènes; 4) Mise en place des groupes de Wabasse et de Taïbi, succédés par une activité intrusive finale.



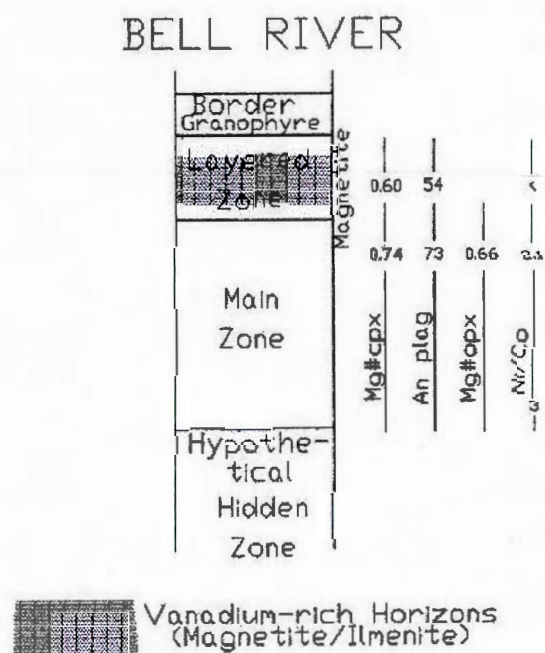


**Figure 2.2:** Modèle des différentes étapes de mise en place du Complexe de la Rivière Bell  
(Maier et al. 1996)

### 1.8.2 Travaux de Taner et al. (1998) et Taner (2010).

Les travaux de Taner et al. (1998) portent sur l'analyse de 20 échantillons prélevés au niveau des minéralisations en V-Fe-Ti du Complexe de la Rivière Bell et du Complexe du Lac Doré. Ils ont observé que les niveaux minéralisés sont constitués principalement de magnétite titanifère et d'ilménite. Ils donnent un rapport magnétite/ilménite relativement constant de 1:1 à 2:1. Ils ont observé que les grains d'oxydes varient en taille, de 5 microns jusqu'à 1-2mm, en cristaux subidiomorphes intercroissant avec la gangue silicatée de la texture cumulât. Leurs analyses ont montré que les grains d'ilménites sont minéralogiquement et chimiquement homogènes avec un faible contenu en vanadium (0,18%  $V_2O_5$ ). Les grains de magnétite titanifères sont hétérogènes et contiennent des lamelles d'ilménite. Les grains de magnétite sont pauvres en Ti et riches en V pour la portion magnétite de la magnétite titanifère (<2%  $TiO_2$ ; 1,41%  $V_2O_5$ ).

Taner (2010) a réalisé un rapport pour Apella Resources Inc. qui est une étude des oxydes de V-Fe-Ti de la zone supérieure litée du complexe de la Rivière Bell. Ces échantillons proviennent de forages faits par Apella Resources Inc. en 2009 sur la propriété Iron T. Les résultats montrent que la titanomagnétite a des teneurs moyennes de 1,34 %  $V_2O_5$ ; 4,26%  $TiO_2$ ; 53,98%  $Fe_2O_3$ ; 0,075%  $Cr_2O_3$ ; 1,88%  $Al_2O_3$ ; 0,35%  $MgO$ . L'ilménite ne contient pas de vanadium.



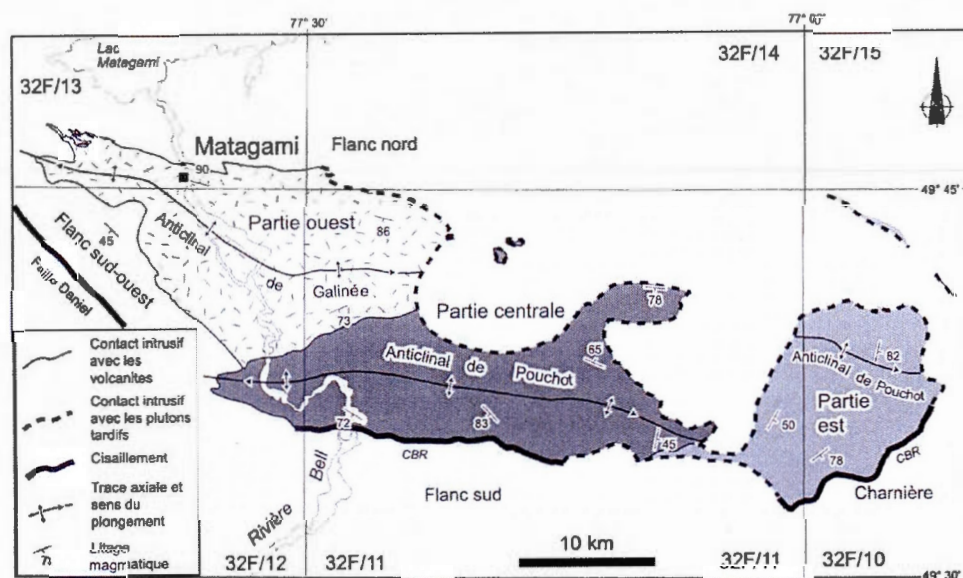
**Figure 2.3:** Stratigraphie du Complexe de la Rivière Bell. D'après Maier et al. (1996), modifié par Taner (1998).

### 1.8.3 Travaux de Goutier (2005)

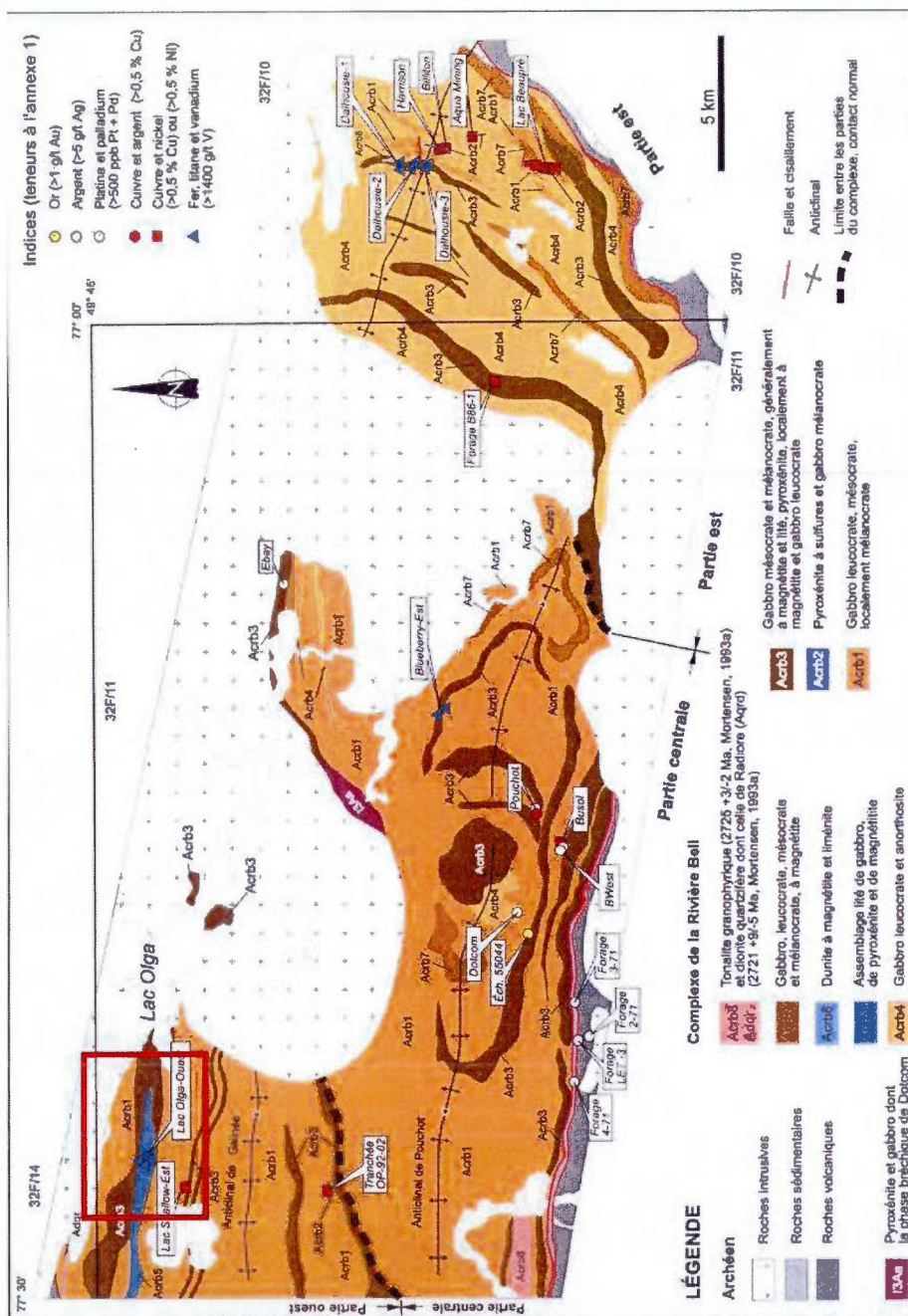
Goutier (2005) a réalisé des travaux de cartographie au 1 : 20 000 des feuillets 32F/10 et 32F11, pour le Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec (Figure 2.4 et 2.5). Un des buts de cette cartographie était le Complexe de la rivière Bell et de ses minéralisations en Ni-Cu-EGP. Goutier et al. (2005) ont divisé le complexe en trois parties qui représentent des stades différents d'évolution et ont identifié 8 unités formées d'assemblages de gabbro, d'anorthosite, de pyroxénite, de magnétite et de dunite. Le métamorphisme varie du faciès des schistes verts à l'ouest à celui des amphibolites à l'est. La structure principale de la région, considérée au moment de ces travaux de cartographie et qui apparaît sur les figures 2.4 et 2.5, est une grande antiforme formée des anticlinaux à double plongement de Galinée et Pouchot dont le cœur est composé du Complexe de la Rivière Bell (La présence de l'anticlinal de Galiné est réfuté par Pilote et al (2010, 2011). Au niveau des minéralisations, Goutier et al. (2005) ont notamment identifié des indices à EGP dans la partie Centrale du complexe, des indices de Cu-Ni et de V-Fe-Ti dans la partie Est ainsi que dans la partie Ouest du complexe (Figure 2.4).

Les minéralisations en V-Fe-Ti de la partie Est du Complexe de la Rivière Bell (Baie Ramsay) sont associées à la magnétite vanadifère et à l'ilménite. Ces oxydes ne forment pas des niveaux continus mais sont associés soit à un gabbro à magnétite, soit à une dunite à magnétite et ilménite.

Les minéralisations en V-Fe-Ti de la partie Ouest identifiée par Goutier et al. (2005) se situent dans la zone supérieure litée et sont convertes par à la propriété Iron T d'Apella Resources Inc.. Elles sont associées aux bandes rythmiques d'oxydes.



**Figure 2.4:** Divisions du Complexe de la Rivière Bell en trois parties: est, centrale, ouest, en fonction des agencements lithologiques (Goutier, 2005).



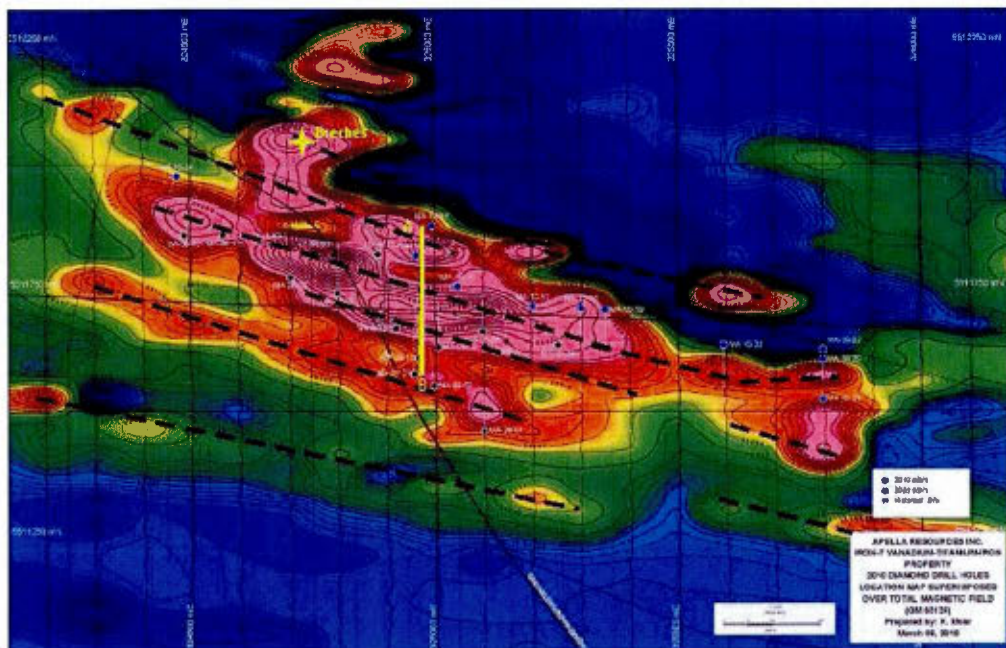
**Figure 2.5:** Carte géologique du complexe de la Rivière Bell, Goutier 2005. Le carré rouge localise la propriété Iron T qui est l'objet de l'essentiel des travaux d'étude.



### 1.9 Géologie de la propriété Iron T

La propriété Iron T est située dans L'unité Ouest du Complexe de la Rivière Bell et couvre une partie du flanc nord de l'anticlinal de Galinée.

La carte du champ magnétique total au sol de la propriété (Figure 2.6) fait ressortir les zones riches en oxydes. Des anomalies magnétiques positives très fortes signalent la présence abondante d'oxydes. Ces anomalies qui s'organisent en bandes ont une orientation N105. Ces bandes d'oxydes dans un complexe mafique sont caractéristiques d'un litage. Cette carte magnétique représente un excellent support géographique, d'une part car la couverture sédimentaire quaternaire atteint par endroits plus de 36m d'épaisseur et d'autre part car elle fait ressortir les oxydes qui sont la cible pour les minéralisations en V-Fe-Ti.



**Figure 2.6:** Carte du champ magnétique au sol interprétée. Les lignes en pointillés représentent l'interprétation du litage magmatique. Les points en bleu représentent les forages réalisés en 2009 et 2010. La ligne A-B représente la section de forages présentée dans la section structure (2.3.2). L'étoile jaune représente la localisation des brèches.

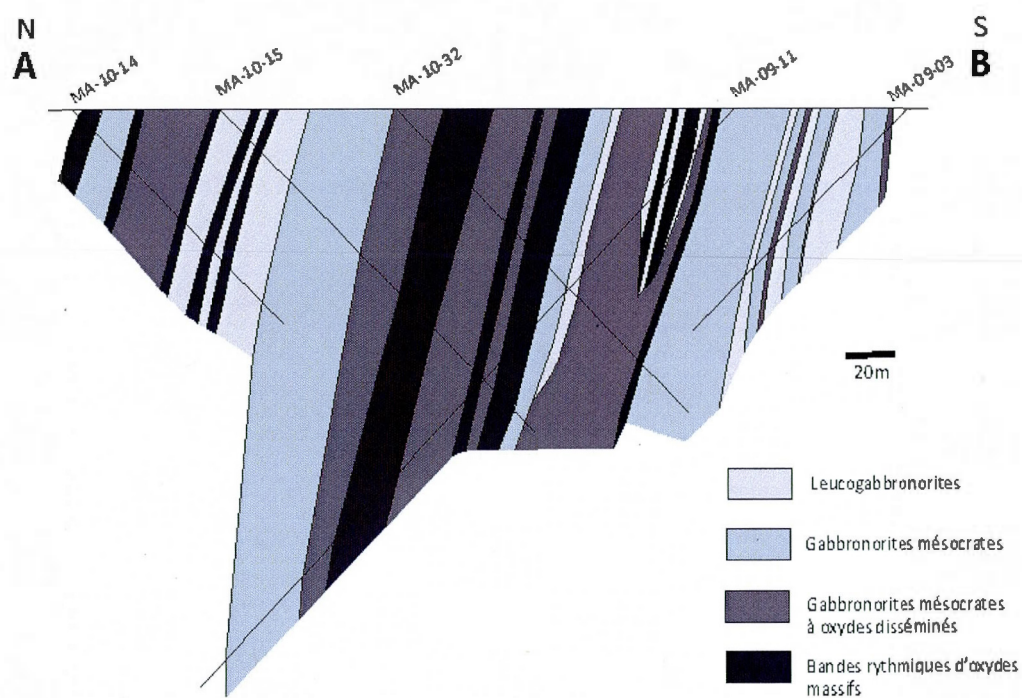


### 1.9.1 Structures

Les observations de surface sur 4 petits décapages montrent que les séquences successives d'oxydes ont une orientation N105°, comme l'indique le champ magnétique au sol, et un pendage subvertical à 80° vers le Nord. Les observations, faites sur les carottes de forages, confirment l'attitude du pendage. Dans la partie nord de la zone litée en partie décapée, on observe la présence de failles mylonitisées, orientées N120°, chevauchantes vers le Sud, avec une composante sénestre. Ces failles se répètent tous les 5 à 10 mètres. Leur rejet n'est pas mesurable sur le terrain. On note également la présence d'une faille de cisaillement sénestre orienté N149°. Les chevauchements sont également observés au Nord du complexe (Pilote, 2011).

Des failles verticales orientées à 010°-020°E sont accompagnées d'un effondrement du compartiment oriental. Elles sont interprétées à partir des levées magnétiques et des sections de forages (épaississement soudain de la couverture sédimentaire quaternaire et présence de zones de broyage).

La réalisation d'une coupe de 250m à partir de cinq forages (trois forages orientés à 45° vers le Sud et deux forages orientés à 45° vers le Nord) permet d'observer la structure des niveaux de gabbro-norites et des bandes rythmiques en profondeur (figure 2:7). Les niveaux de gabbro-norites présentent un pendage subvertical continu en profondeur. Les failles observées en surface n'affectent pas les niveaux de gabbro-norites à cette échelle.



**Figure 2.7:** Section de forage d'orientation N-S entre les points A et B (figure 2.6), réalisée à partir des observations de cinq forages, affleurements et décapages.

## 1.9.2 Pétrographie

Les lithologies qui composent la propriété ont été observées dans les forages, les décapages et quelques rares affleurements:

- des décapages et des forages réalisés entre 2009 et 2011 par Apella Resources Inc.
- un décapage réalisé en 1998 par Noranda.

Deux lithologies ont été rencontrées: des gabbronorites qui forment l'essentiel de la zone supérieure litée, et le ciment de brèches, également de composition gabbronoritique. Ces lithologies sont cartographiées comme unités Acrb3 et Acrb5 du feuillet 32F/11 (Goutier 2005; figure 2:3).

### 1.9.2.1 Gabbronorites litées

#### 1.9.2.1.1 Description macroscopique

La zone comprend plusieurs niveaux subverticaux de gabbronorites, à polarité vers le nord, présentant des minéraux sombres correspondant aux minéraux mafiques, des minéraux clairs correspondant aux plagioclases et à des oxydes. Les minéraux mafiques sont des clinopyroxènes et des orthopyroxènes en quantité équivalente et généralement altérés en amphiboles (actinolite essentiellement, cummingtonite). Les minéraux clairs sont des plagioclases. Ils sont parfois altérés partiellement ou totalement en mica blanc ou en épidote. L'altération des plagioclases est autour de 15% de leur surface. Les oxydes sont la titanomagnétite et l'ilménite.

On note également la présence rare de sulfures, souvent associés à des veinules millimétriques à centimétriques de quartz qui recoupent les gabbronorites et dont les épontes sont souvent marquées par des altérations importantes en épidote. Des veinules millimétriques à centimétriques de calcite recoupent également les gabbronorites. Ces veinules sont postérieures à la mise en place des niveaux lités

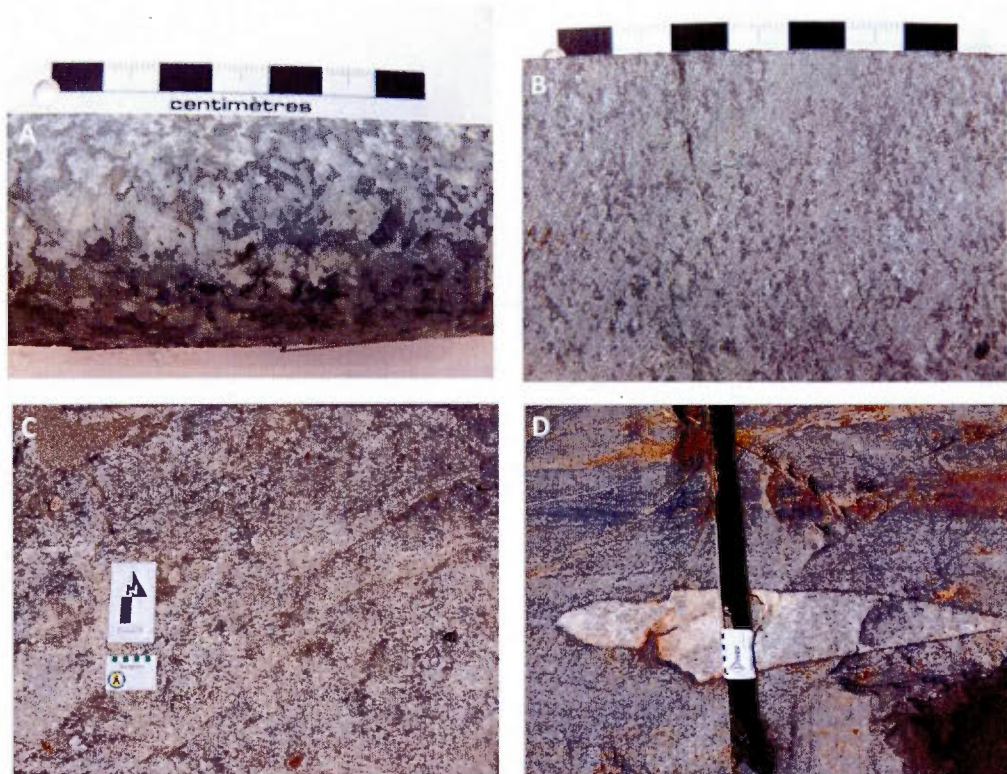
Les niveaux de gabbronorites sont d'épaisseur décimétrique et s'étendent sur plusieurs kilomètres, ce qui permet de définir la géométrie de la zone litée. Les niveaux sont constitués: 1) de bandes décimétriques de gabbronorites à grains fins, moyens ou grossiers,

leucocrates à mélanocrates, souvent magnétiques à cause de la présence de magnétite disséminée; 2) de bandes rythmiques d'épaisseur centimétrique qui se succèdent sur une épaisseur décamétrique, à grains fins évoluant vers une composition d'oxydes massifs à gabbronorite leucocrate, parfois jusqu'à de l'anorthosite. Ces bandes rythmiques se situent à la base des bandes décamétriques de gabbronorites (Figure 2.8).

À l'échelle des forages, les niveaux de gabbronorites montrent, une évolution de composition avec un granoclassement inverse et un accroissement du pourcentage de plagioclases de la base au sommet par rapport aux minéraux mafiques. La granulométrie évolue également, avec une granulométrie plus fine pour les gabbronorites mélanocrates qui devient plus grossière pour les gabbronorites leucocrates. Les niveaux présentent une texture ophitique. On observe localement un alignement horizontal des minéraux. Cette orientation concerne essentiellement les plagioclases dans les leucogabbronorites.

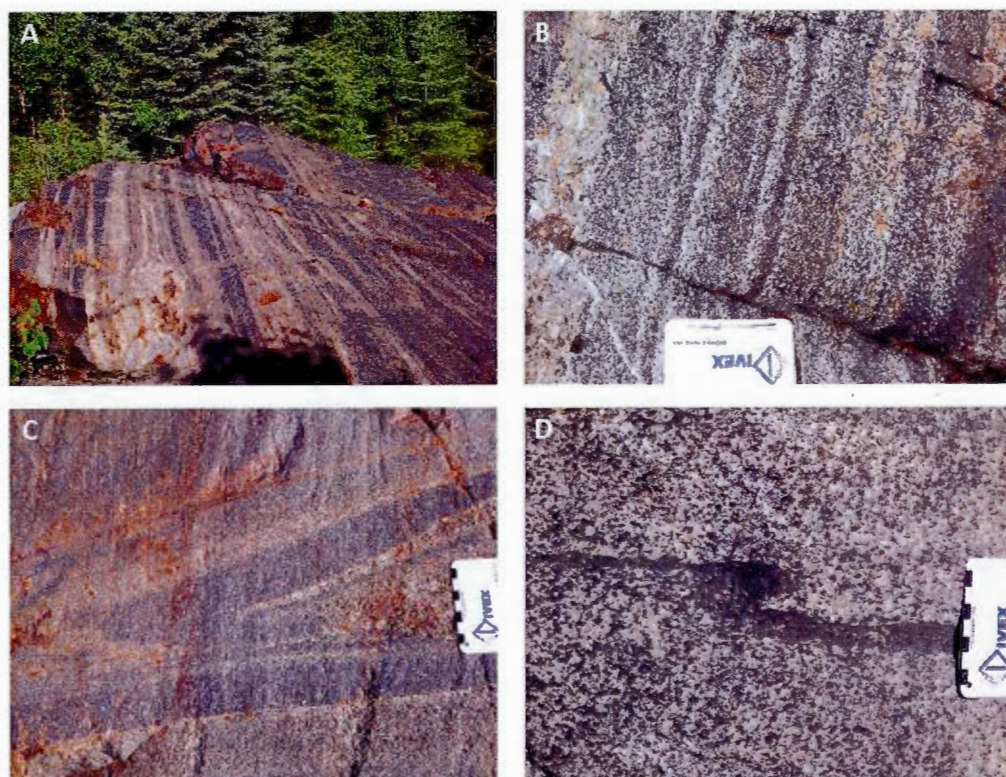
Les bandes rythmiques montrent également un accroissement généralement progressif des plagioclases de la base au sommet par rapport aux minéraux mafiques, ce qui permet de facilement déterminer la polarité du litage magmatique. La base des bandes peut contenir jusqu'à 80% de titanomagnétite et d'ilménite, le reste étant composé de pyroxènes le plus souvent altérés. Certaines bandes d'oxydes sont parfois homogènes et montrent des contacts nets à la base et au sommet avec les bandes de plagioclases.

Certaines bandes montrent des figures de slump (figure 2.9) qui témoignent de glissements des bandes formées et non consolidées. D'autres bandes présentent des cassures qui les rendent non continues à l'échelle du mètre. Ces déformations témoignent d'une instabilité et d'une agitation du milieu lors de la mise en place et de la solidification.



**Figure 2.8:** A. Gabbronorite mésocrate. B. Gabbronorite mélanocrate. C. Gabbronorite leucocrate. D. Enclave de gabbronorite leucocrate dans la série de bandes rythmiques d'oxydes massifs





**Figure 2.9:** A. Bandes rythmiques d'oxydes massifs du décapage réalisé par Noranda en 1998. B. Bande d'oxydes avec granoclassement normal. C. bande rythmique déformée d'oxydes massifs. D. Figure de cisaillement magmatique dans une foliation de pyroxène d'un mésogabbro.

#### 1.9.2.1.2 Description microscopique

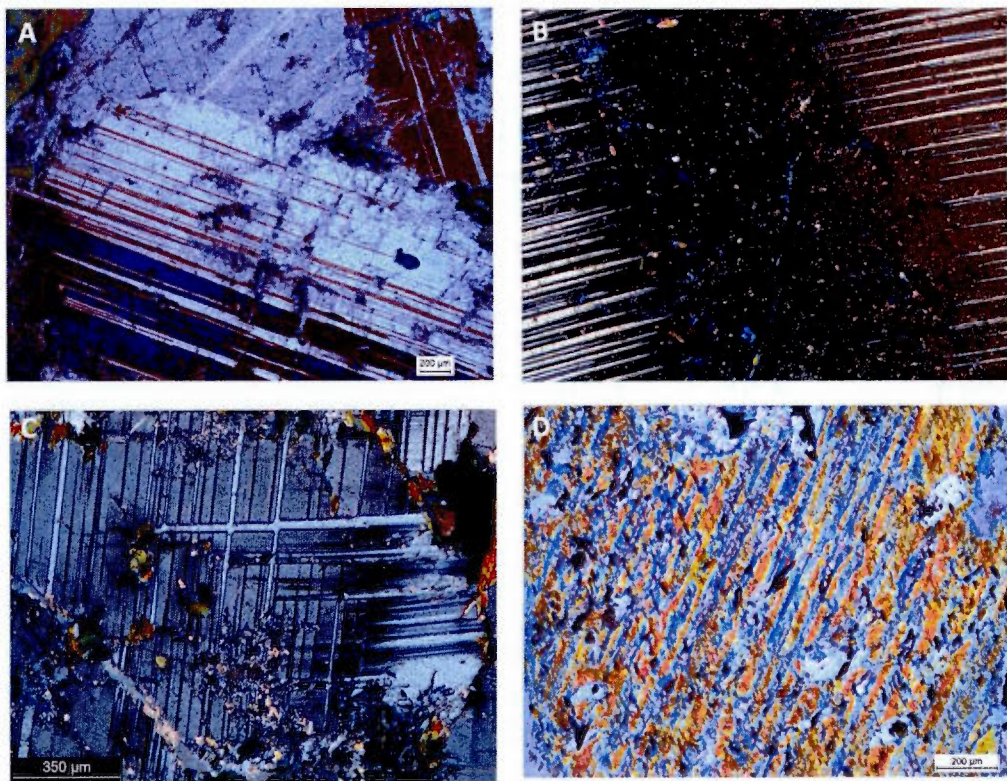
Les plagioclases sont subautomorphes à automorphes. Leur taille varie de 1 à 6 millimètres. Les mâcles polysynthétiques montrent parfois des déformations, avec un écrasement perpendiculaire aux macles, ou encore des macles qui se croisent perpendiculairement. (figure 2.10). Les plagioclases de la zone litée ont une composition qui tend vers le pôle calcique, avec An#75, ce qui correspond à la bytownite. On n'observe pas de différenciation significative au sein de chaque séquence. Les analyses de composition des plagioclases des gabbroonorites de la zone litée montrent des répartitions du Ca et du Na homogènes dans les grains automorphes et subautomorphes. Cela indique l'absence de zonation des plagioclases, quelque soit la taille des cristaux.

Les pyroxènes, majoritairement métamorphisés en amphiboles sont xénomorphes. Les rares pyroxènes frais sont l'augite pour les clinopyroxènes et l'enstatite pour les orthopyroxènes. Ils apparaissent nettement entre les grains de plagioclases. Certains pyroxènes montrent des halos d'altération en amphiboles ou de hornblende. Certains orthopyroxènes montrent des intercroissances de clinopyroxènes (Figure 2.11).

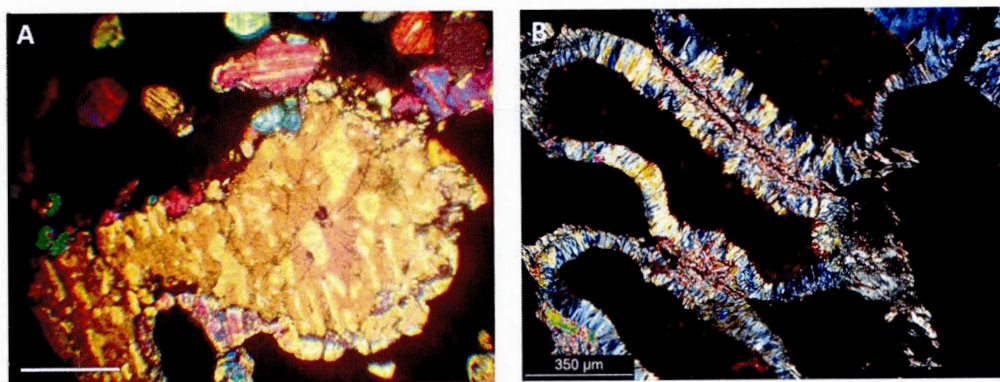
Dans les gabbroonorites mélanocrates à leucocrates, les oxydes sont xénomorphes entre les grains de plagioclases et les grains de pyroxènes. On observe parfois des oxydes disséminés qui semblent injectés au milieu des silicates. Ceci peut être expliqué par la capacité des oxydes à migrer par fluage vers des structures de pression à l'état solide (Duchesne, 1999). Dans les bandes d'oxydes massifs, ils présentent parfois des jonctions triples bien visibles caractéristiques des textures en cumulats. Ces jonctions triples marquent le réajustement des grains à l'état solide (Vernon, 1970).

On observe par endroits la présence de pyrrhotite et de chalcopyrite entre des grains d'oxydes et dans des veinules qui recoupent ces derniers. On note également la présence de veinules de quartz et épidote et de veinules de calcite.





**Figure 2.10** A. Plagioclases. B. Mâcles polysynthétiques écrasées d'un plagioclase. C. Mâcles polysynthétiques entrecroisées d'un plagioclase. D. Plagioclase pseudomorphosé en épidote.



**Figure 2.11:** A. Intercroissances de clinopyroxènes dans un orthopyroxène. B. Cercle de hornblende autour d'un clinopyroxène.

Chaque niveau de gabbro norite correspond ainsi à des séquences, où les proportions des différentes phases minérales évoluent, de la base vers le sommet, de la façon suivante: 1) les bandes rythmiques d'oxydes; 2) les gabbro norites mélanocrates; 3) les gabbro norites mésocrates; 3) les gabbro norites leucocrates. Un des contacts observés sur le terrain montre que les bandes rythmiques d'oxydes contiennent des enclaves de leucogabbro norite de la séquence sous jacente. Ces enclaves indiquent que ces bandes rythmiques se sont mises en place au dessus d'une séquence déjà cristallisée.

#### ***1.9.2.2 Gabbro norites mésocrates à grains grossiers***

La partie Ouest de la propriété Iron T à fait l'objet de 6 forages qui ont recoupé des gabbro norites à oxydes. Ces gabbro norites ne semblent pas présenter d'organisation en séquences. Ce sont des gabbro norites mésocrates qui présentent les mêmes phases minéralogiques que les gabbro norites lités et présentent des teneurs par tonnes de minerai similaire. Cependant, leurs plagioclases montrent des compositions moyennes de An#67, ce qui correspond à la labradorite. Elles ne semblent pas non plus être associées à des bandes rythmiques d'oxydes massifs. Elles apparaissent ainsi être différentes des gabbro norites litées (Tableau 2.1).

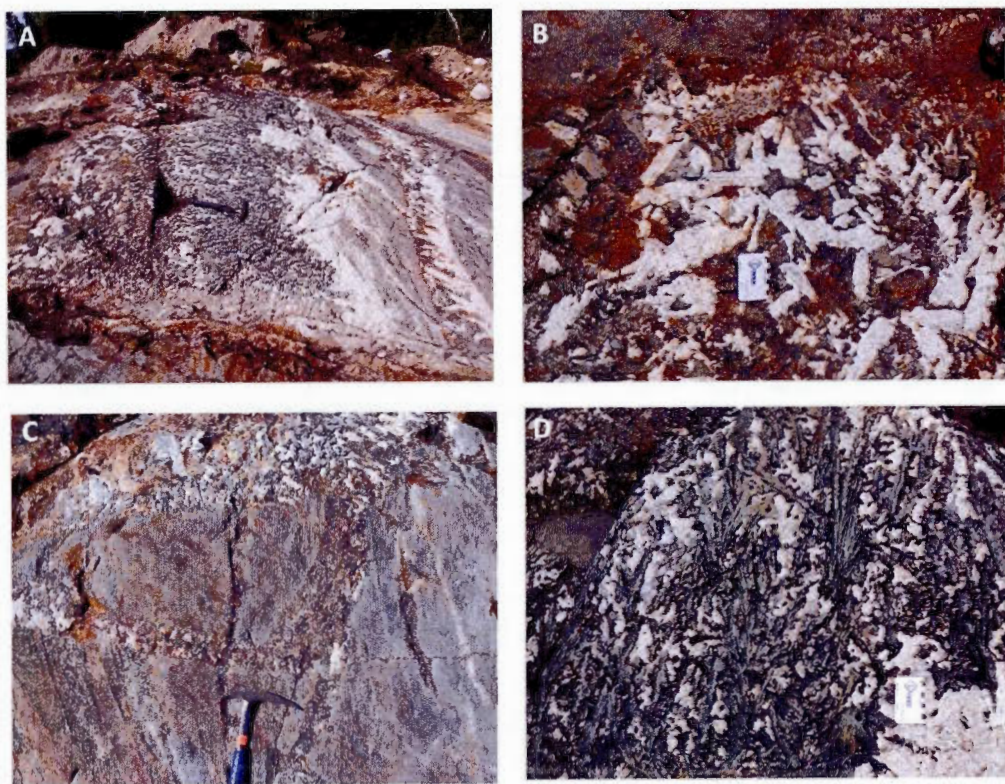
#### ***1.9.2.3 Gabbro norites pegmatitiques du ciment des brèches***

Dans la partie sommitale de la zone litée apparaît une zone de brèche à ciment de gabbro norite à texture pegmatitique. Le ciment montre une injection en conduit dans la gabbro norite litée, qui peuvent s'apparenter à des dykes de largeur effective de 20cm jusqu'à 3m. Ces conduits ont une orientation préférentielle parallèle au litage magmatique de la zone supérieure. Il montre également des structures plus grandes, de l'ordre de la dizaine de mètres. Ces structures contiennent des clastes métriques de gabbro norite litée. Les clastes sont anguleux. Les contacts entre les clastes et le ciment sont nets. En certains endroits, il est possible de reconstituer la roche avant fracturation par la forme des clastes. Le déplacement relatif entre les fragments est d'ordre décimétrique. Certains clastes présentent des bandes d'oxydes massifs dont le pendage normal de 40° à 45° vers le Nord, ce qui indique une rotation du claste de 40° environ par rapport au pendage subvertical généralement observé.

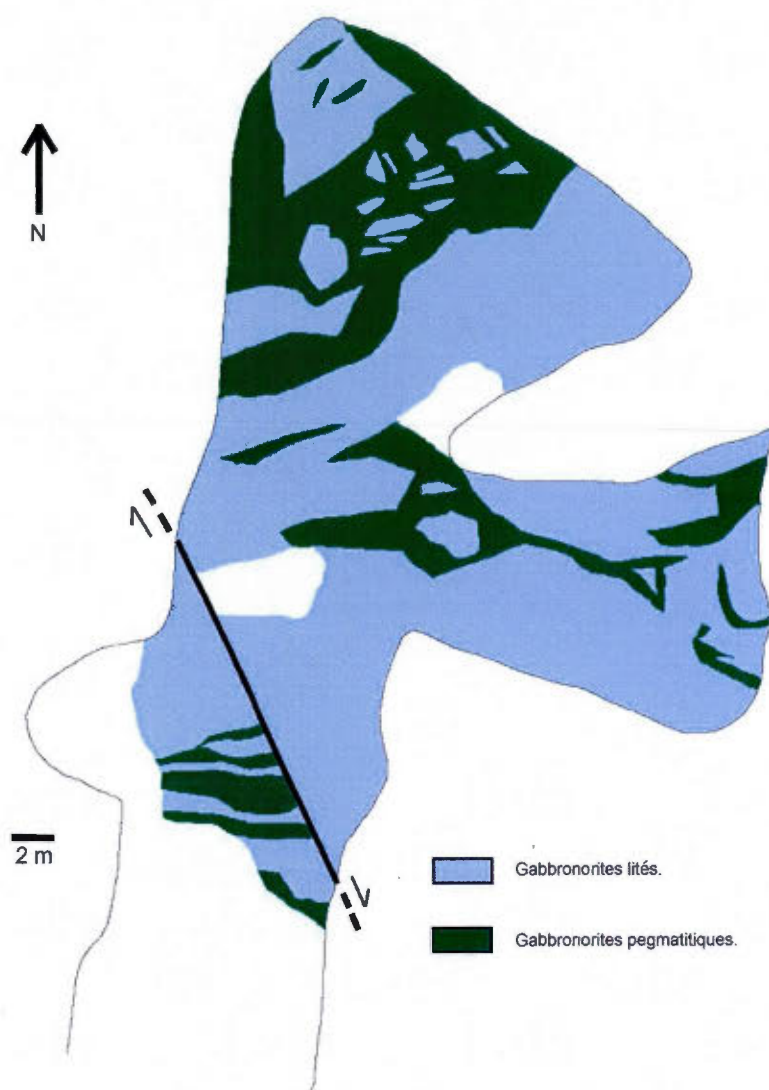
Le ciment des gabbronorites pegmatitiques est composé de pyroxènes métamorphisés en amphiboles (75% actinolite, 25% cummingtonite), de plagioclases qui montrent une forte albitisation, d'oxydes (ilménite et magnétite), d'apatite et localement de quartz. D'un point de vue des proportions de chaque phase, le nom de mésogabbronorite convient. Les gabbronorites pegmatitiques recoupent les niveaux lités et forment des zones de brèche et des conduits dont la largeur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres.

Les textures minéralogiques des gabbronorites du ciment de ces brèches sont variables. Les plagioclases sont généralement automorphes et leur taille varie de 0.1 à 10 cm. Les pyroxènes métamorphisés en amphibole sont xénomorphes. Un conduit large de plusieurs mètres montre cependant des pyroxènes métamorphisés ayant une texture arborescente, constituée par des pseudo spinifex. Ces derniers peuvent mesurer jusqu'à 80cm. Ils montrent toujours une même orientation, perpendiculaire au litage, du sommet vers la base. Certains pyroxènes à texture spinifex présentent une cannelure, suggérant une forme originale tubulaire. Les oxydes se présentent en amas xénomorphes de quelques centimètres; les grains d'ilménite sont parfois automorphes, isolés, de quelques millimètres. L'apatite est présente en trace sous forme de grains automorphes de quelques dizaines de microns. Le quartz représente moins de 1% du ciment. Il est en grains xénomorphes et forme localement des amas d'environ 2 à 10cm de diamètres. Son origine est probablement hydrothermale. Dans les conduits, on observe une ségrégation de certaines phases minérales. Les minéraux mafiques et les oxydes, à l'exception des pyroxènes à textures spinifex, se concentrent sur les bordures des conduits tandis que les plagioclases se regroupent dans le centre des conduits.





**Figure 2.12:** A. Zone de brèche du décapage T1. B. Texture pegmatitique et texture ophitique. C. Claste anguleux de gabbronorites lité. D. Pyroxènes amphibolitisés à texture pseudo-spinifex.



**Figure 2.13:** Cartographie du décapage T1 faisant apparaître les gabbro-norites lités et les gabbro-norites pegmatitiques.



	Gabbronorites lités	Gabbronorites pegmatitiques
Plagioclases	Oui	Oui
An#	76	61
Enstatite	souvent altéré en amphibole	totalelement altéré en amphibole
Augite	souvent altéré en amphibole	totalelement altéré en amphibole
Oxydes	Oui	Oui
Apatite	Non	Oui
Texture ophitique	Oui	Oui
Texture de la roche	Grenue	Pegmatitique

**Tableau 2.1** Comparaison entre les gabbronorites lités et les gabbronorites pegmatitiques

### 1.9.3 Minéralisations en oxydes

Les oxydes sont l'ilménite et la titanomagnétite, sous forme de grains jointifs. Ils sont présents sous forme de bandes rythmiques d'oxydes massifs, concordantes avec le litage magmatique, ou en dissémination dans les gabbronorites litées. Les oxydes ne montrent que rarement des jonctions triples caractéristiques des textures de cumulats. Le ratio titanomagnétite/ilménite varie de 3:2 à 5:2.

#### 1.9.3.1 Ilménite

L'ilménite ( $\text{FeTiO}_3$ ) est présente en cristaux xénomorphes homogènes dont la taille varie de 0.4 à 2mm, ou en intercroissances avec la titanomagnétite. Elle occupe avec la magnétite les interstices entre les grains de cumulats. On trouve des grains isolés ou regroupés en agrégats, avec des contacts nets, lisses ou irréguliers avec la magnétite.

La teneur pour le vanadium sous forme  $\text{V}_2\text{O}_5$  équivalent de l'ilménite granulaire est en moyenne de 0,17%.

#### 1.9.3.2 Titanomagnétite

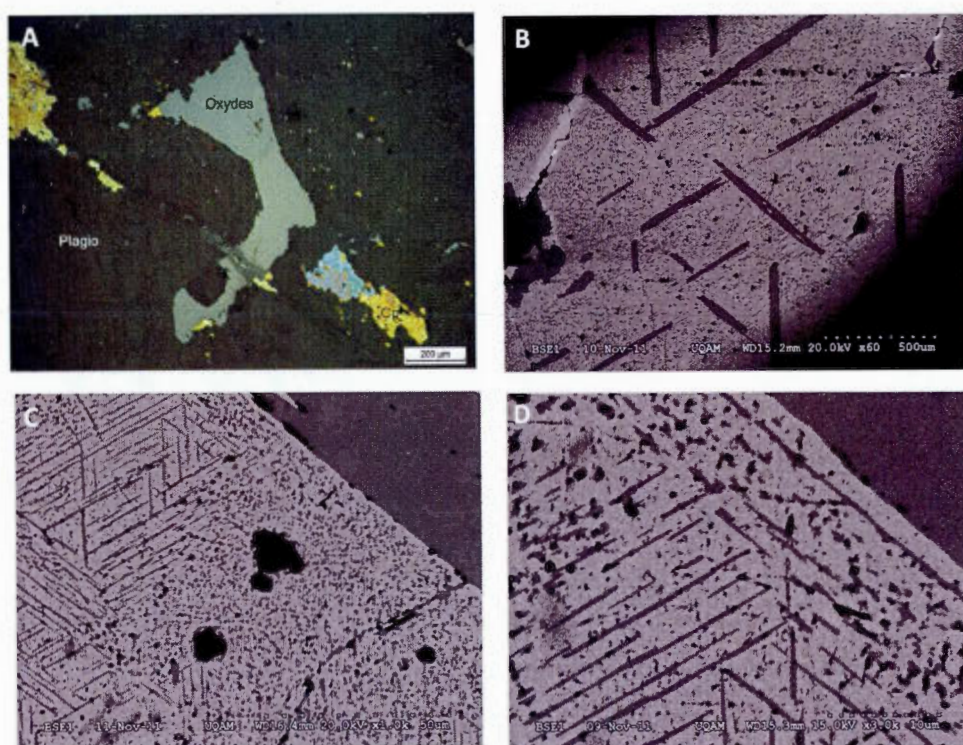
La titanomagnétite est xénomorphe et présente toujours une composition hétérogène. Elle est composée de magnétite ( $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ ), associée à des exsolutions d'ilménite et d'ulvöspinelles ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) en lamelles, et à des spinelles qui sont l'hercynite ( $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ ), la magnésioferrite ( $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ ), et le spinelle ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ).

Il y a deux générations d'exsolutions en lamelles dont la largeur diffère d'un facteur 10. L'une, plutôt rare, correspond à des lamelles plus larges, de 10 à 40 $\mu\text{m}$ ; l'autre à des lamelles plus fines, inférieures à 5 $\mu\text{m}$  de largeur. Dans le plan de coupe parallèle au plan cristallographique  $\{111\}$ , les exsolutions forment des textures en treillis. Ces lamelles en treillis sont interprétées comme des exsolutions d'oxydation (Buddington et Lindsley, 1964; Haggerty, 1991). Les exsolutions en lamelles représentent jusqu'à 50% du volume de la titanomagnétite.

Les grains d'hercynite mesurent jusqu'à 20 $\mu\text{m}$ , rarement plus, et représentent jusqu'à 2% du volume de la magnétite. Les autres spinelles ont une taille inférieure à 5 $\mu\text{m}$ .

La teneur moyenne en vanadium observée à la microsonde dans la titanomagnétite est de 1.34%  $V_2O_5$  équivalent. Ces teneurs sont influencées par la présence de fines lamelles d'ilménite et/ou d'ulvöspinelle lors des analyses.

Les teneurs en  $TiO_2$  varient de 5,64% à 13,95% pour la titanomagnétite, selon la quantité d'exsolutions en lamelles. Les valeurs de  $TiO_2$  pour la magnétite est de 2%.



**Figure 2.14:** A: oxydes entre des cristaux de plagioclase, en lumière transmise. B: grain de titanomagnétite avec de larges exsolutions en treillis. C et D: Titanomagnétite avec fines exsolutions en treillis, hercynite et contact avec un grain d'ilménite.

## 1.9.4 Géochimie

### 1.9.4.1 Introduction

La diversité des roches magmatiques provient du fait que le magma peut subir une ou plusieurs étapes de différenciation. Cette différenciation peut se faire selon différents processus qui sont la cristallisation fractionnée, l'assimilation et la contamination. Ces processus modifient la composition chimique du magma parental. L'utilisation d'un certain nombre d'outils géochimiques, permet de caractériser une roche magmatique de discriminer les processus qui ont participé à la formation des différentes lithologies et la façon dont elles sont reliées.

### 1.9.4.2 Méthodologie

La majorité des échantillons lithogéochimiques (3238 au total) sont issus des différents forages réalisés par Apella Resources Inc. de 2009 à 2011. L'échantillonnage quasi-systématique dans les forages permet d'avoir des points de mesure de séquences complètes. Les échantillons sont des demi-carottes de forages de 5,4cm de diamètre, d'une longueur allant de 1 m à 1,50 m. Ils ont été analysés au laboratoire ALS Chemex de Val d'Or par la méthode ME XRF06. La méthode ME XRF06 consiste à calciner l'échantillon puis à mélanger et fusionner 0,9g de cet échantillon avec un flux de 9,0g de borate de lithium (50%  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  et 50%  $\text{LiBO}_2$ ) à 1050-1100°C. Un disque de verre est ensuite préparé à partir du mélange fondu obtenu. Le disque est analysé par spectrométrie de fluorescence aux rayons X. Les éléments déterminés sont  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{BaO}$  et V.

Neuf échantillons provenant de décapages et des forages ont été analysés au laboratoire ALS Chemex de Val d'Or par la méthode ME ICP06. La méthode ME ICP06 consiste à broyer l'échantillon puis le mélanger et fusionner 0,200g de celui-ci à un flux de métaborate/tétraborate de lithium, dans un four à 1000°C. Le mélange fondu récupéré est ensuite refroidi et dissous dans 100mL d'une solution à 4% d'acide nitrique et 2% d'acide chlorhydrique. Cette solution est analysée par spectrométrie d'émission atomique. Les résultats sont corrélés pour les interférences spectrales inter-éléments. Les concentrations en oxydes sont calculées à partir de la concentration élémentaire déterminée.

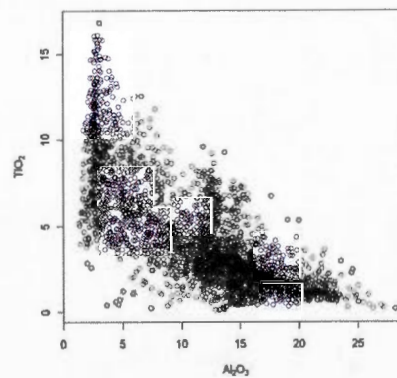
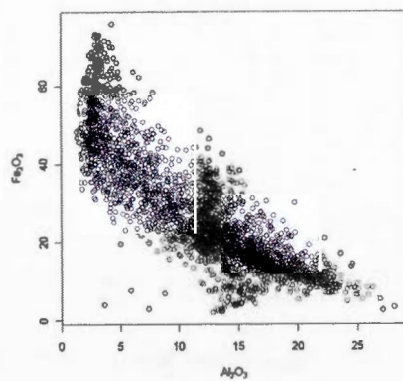
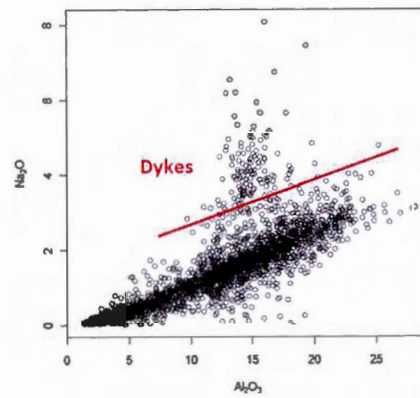
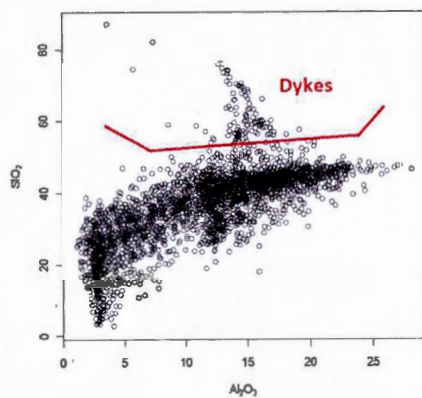
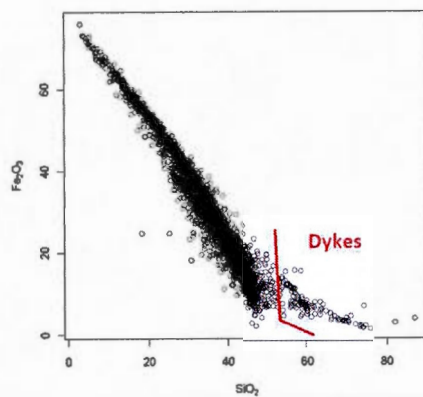
### **1.9.4.3 Les oxydes majeurs**

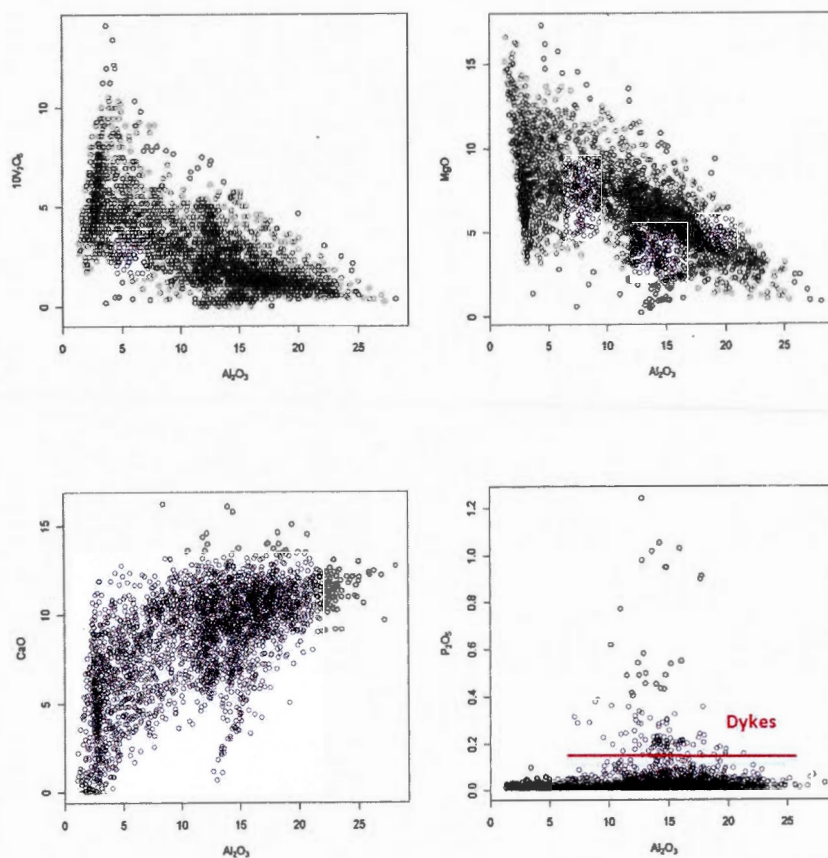
#### **1.9.4.3.1 Gabbronorites de la zone litée.**

Les analyses de roche totale issue des forages correspondent aux analyses de l'ensemble des gabbronorites de la zone litée, porteuse des bandes rythmiques d'oxydes massifs et des oxydes disséminés. Nous avons choisis de ne pas enlever les échantillons de gabbronorites mésocrates issus des 6 forages de la zone Ouest pour marquer les différences géochimiques entre les deux types lithologique. L'étude des oxydes majeurs avait pour but d'établir les phases minérales impliquées dans la cristallisation fractionnée.

Les résultats d'analyses portent ainsi sur les phases minérales rencontrées dans cette lithologie, c'est à dire l'ilménite, la titanomagnétite, les pyroxènes souvent transformés en amphiboles et les plagioclases.  $K_2O$  est absent et  $P_2O_5$  est faible car ils sont incompatibles avec les phases minérales présentes. Les valeurs de pertes au feu montrent des valeurs toujours inférieures à 2%, parfois proches de 0%, avec une moyenne de 1,31% sur les 3238 échantillons, ce qui indique une faible teneur en volatiles dans les gabbronorites et donc une faible altération.







**Figure 2.15:** Diagrammes de Hanker représentant les points d'analyses des échantillons des forages dans les gabbroïtes de la zone litée. Les échantillons distinguables pour les valeurs de 12.5%  $Al_2O_3$  sont les gabbroïtes à grains grossiers.

Le diagramme  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  montre une évolution progressive des pourcentages d'oxydes et de silicates. L'utilisation d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  en abscisse permet de représenter la composante de plagioclase en fonction des autres éléments majeurs illustrés selon une série de diagrammes binaires (figure 2.15). On observe au sein des gabbro-norites de la zone litée, une corrélation positive entre  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , ce qui reflète le contrôle de ces éléments par les plagioclases. Le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , le  $\text{V}_2\text{O}_5$  et le  $\text{TiO}_2$  montrent des corrélations négatives, associés à une dilution par les oxydes. Le  $\text{MgO}$  et le  $\text{CaO}$  montrent une tendance à la dispersion, liée à la présence d'Enstatite pour le  $\text{MgO}$  et d'Augite pour le  $\text{CaO}$ . Les concentrations en  $\text{P}_2\text{O}_5$  sont très faibles. Dans les diagrammes  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  et  $\text{V}_2\text{O}_5$ , il apparaît une tendance verticale pour des valeurs d'environ 12,5%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Cette tendance est associée aux échantillons de gabbro-norites mésocrates à grains grossier.

Le calcul de la norme (CIPW) a pour but de reconstituer un assemblage minéralogique primaire dans les séries mafiques ayant subi du métamorphisme. Le minéral normatif le plus abondant est le plagioclase. Sa composition normative moyenne est de An#76 (bytownite).

Echantillon	48 SE 1.3	48 SE 3.3	44 SE AN 1.1	T98.1
Type	Mélanogabbronnite	Mésogabbronnite	Leucogabbronnites	Bande d'oxyde
SiO <sub>2</sub> (wt %)	14	37.99	40.59	10.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.96	11.87	17.68	3.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63.51	27.21	19.66	67.94
CaO	1.36	9.18	7.21	2.71
MgO	7.19	6.9	5.47	3.62
Na <sub>2</sub> O	0.05	1.35	2.21	0.02
K <sub>2</sub> O	0.04	0.11	0.48	-0.01
CaO <sub>3</sub>		0.05	0.01	0.03
TiO <sub>2</sub>	10.11	3.68	2.27	12.9
MnO	0.37	0.22	0.18	0.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.04	-0.01
SiO	-0.01	0.01	0.02	-0.01
BaO	-0.01	-0.01	0.02	-0.01
C	0.05	0.03	0.04	0.09
S	0.17	0.6	0.41	0.03
Ba (ppm)	17.25	25.23	133.5	6.43
Ce	1.01	3.46	2.56	0.51
Gx	740.39	366.08	88.67	224.42
Cs	0.73	0.49	0.96	0.18
Dy	0.16	0.89	0.75	0.5
Er	0.12	0.57	0.49	0.33
Eu	0.05	0.33	0.41	0.08
Ga	31.65	21.47	23.65	34.99
Gd	0.15	0.79	0.67	0.34
Hf	0.41	0.4	0.39	0.51
Ho	0.04	0.22	0.18	0.11
La	3.14	2.28	1.67	2.65
Lu	0.02	0.1	0.1	0.05
Nb	1.32	0.59	0.79	1.33
Nd	0.51	1.88	1.77	0.61
Pr	0.11	0.43	0.36	0.11

Echantillon	48 SE 1.3	48 SE 3.3	44 SE AN 1.1	T98.1
Type	Mélanogabbronnite	Mésogabbronnite	Leucogabbronnites	Bande d'oxyde
Rb (ppm)	2.03	3.07	15.47	1.22
Sm	0.11	0.53	0.52	0.18
Sn	1.01	-0.99	-0.99	1.02
Sr	20.09	100.43	123.15	2.24
Ta	0.1	-0.1	0.1	0.1
Tb	0.04	0.15	0.12	0.09
Th	0.2	0.82	0.17	0.06
Ti	-0.51	-0.49	-0.49	-0.51
Tm	0.03	0.09	0.08	0.07
U	0.05	-0.05	0.05	-0.05
V	4291.37	1553.38	736.95	3927.37
W	-1.01	-0.99	-0.99	-1.02
Y	1.12	5.64	4.43	2.75
Yb	0.15	0.55	0.55	0.33
Zr	15.22	11.87	13.79	15.3
As	0.41	0.3	0.89	0.1
Bi	0.02	0.02	0.03	0.02
Hg	0.01	0	0	0.01
Sb	-0.05	-0.05	-0.05	-0.05
Se	0.51	1.29	0.79	0.51
Te	0.03	0.03	0.03	0.02
LOI (wt %)	0.29	1.42	4.17	-1.31
Total	100	100	100	100
Ag (ppm)	1.3	0.6	0.6	1.4
Cd	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5
Co	173	104	74	67
Cu	325	805	323	200
Mo	-1	-1	-1	-1
Ni	409	317	119	104
Pb	-2	-2	-2	-2
Zn	416	138	124	306

Tableau 2.2: Résultats d'analyses roches totales (recalculé à 100%) d'échantillons de gabbronites lités

Les teneurs en Cu sont expliquées par les veinules de chalcopryrite dans les fractures et microfractures.

La comparaison de la chimie totale des séquences les unes par rapport aux autres ne montre pas d'augmentation ou de diminution significative de chaque éléments majeurs avec l'évolution stratigraphique. L'évolution graduelle des différents oxydes majeurs dans l'ensemble des gabbronorites lités montre que les compositions chimiques reflètent la composition minéralogique. Ces compositions évoluent de façon similaire dans chaque séquence.

#### 1.9.4.3.2 Gabbronorites pegmatitiques du ciment des brèches

Le ciment des brèches magmatiques est un gabbronorite pegmatitique composé de plagioclases, amphiboles, pyroxènes, ilménite, magnétite et apatite. D'après les analyses géochimiques (Tableau 2.3), les phases minérales montrent un contrôle des éléments majeurs comme dans les gabbronorites lités. Ce qui différencie les gabbronorites du ciment des brèches et les gabbronorites lités est la présence de  $P_2O_5$  associé à l'apatite. Les valeurs de perte au feu sont proches de 0%.

Échantillon Type	BM1		BM2		BM3		BM4		BM5		Échantillon Type		BM1		BM2		BM3		BM4		BM5	
	Ciment		Ciment		Ciment		Ciment		Ciment		Ciment		Ciment		Ciment		Ciment		Ciment		Ciment	
SiO <sub>2</sub> (wt %)	35,92	23,32	6,48	5,84	33,27	28,95	34,63	3,05	3,56	3,3	2,14	10,69	Rb	3,05	3,56	3,3	2,14	10,69	3,05	3,56	3,3	2,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,81	6,48	5,84	5,09	38,47	43,12	6,58	2,01	12,32	3,28	3,13	14,35	Sm	2,01	12,32	3,28	3,13	14,35	2,01	12,32	3,28	3,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,9	41,66	38,47	38,47	7,39	6,7	30,38	0,98	1,02	2	3,06	0,99	Sn	0,98	1,02	2	3,06	0,99	0,98	1,02	2	3,06
CaO	8,54	9,89	9,89	7,39	4,42	4,23	9,33	104,32	57,14	48,66	41,08	66,3	Sr	104,32	57,14	48,66	41,08	66,3	104,32	57,14	48,66	41,08
MgO	3,36	3,27	3,27	4,42	0,95	0,77	4,56	1,08	0,61	2,3	2,24	2,57	Ta	1,08	0,61	2,3	2,24	2,57	1,08	0,61	2,3	2,24
Na <sub>2</sub> O	1,77	0,76	0,76	0,95	0,09	0,04	1,14	0,59	2,43	0,89	0,82	3,02	Tb	0,59	2,43	0,89	0,82	3,02	0,59	2,43	0,89	0,82
K <sub>2</sub> O	0,09	0,08	0,08	0,09	0,02	0,02	0,24	0,31	0,4	0,46	0,27	1,13	Th	0,31	0,4	0,46	0,27	1,13	0,31	0,4	0,46	0,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	-0,01	-0,01	0,02	0,02	0,02	-0,01	-0,49	-0,51	-0,5	-0,51	-0,49	Ti	-0,49	-0,51	-0,5	-0,51	-0,49	-0,49	-0,51	-0,5	-0,49
TiO <sub>2</sub>	7,07	9,91	9,91	9,92	0,36	0,37	9,1	0,38	0,95	0,6	0,57	1,4	Tm	0,38	0,95	0,6	0,57	1,4	0,38	0,95	0,6	0,57
MnO	0,26	0,39	0,39	0,36	0,1	0,16	0,44	0,13	0,12	0,12	0,12	0,38	U	0,13	0,12	0,12	0,12	0,38	0,13	0,12	0,12	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	4,43	4,43	0,1	0,01	-0,01	2,88	1294,16	1145,85	1713,63	2008,36	824,26	V	1294,16	1145,85	1713,63	2008,36	824,26	1294,16	1145,85	1713,63	2008,36
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-0,01	0,01	-0,98	-1,02	-1	-1,02	0,99	W	-0,98	-1,02	-1	-1,02	0,99	-0,98	-1,02	-1	-1,02
BaO	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,07	0,09	0,13	21,45	80,67	35,57	31,81	102,91	Y	21,45	80,67	35,57	31,81	102,91	21,45	80,67	35,57	31,81
C	0,12	0,07	0,07	0,12	0,03	0,04	0,07	2,39	5,28	3,93	3,54	8,02	Yb	2,39	5,28	3,93	3,54	8,02	2,39	5,28	3,93	3,54
S	0,03	0,07	0,07	0,03	0,03	0,04	0,07	133,85	87,59	237,81	221,23	685,73	Zr	133,85	87,59	237,81	221,23	685,73	133,85	87,59	237,81	221,23
Ba (ppm)	27,06	17,21	17,21	27,58	17,13	54,13	54,13	0,3	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	As	0,3	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	0,3	-0,1	-0,1	0,2
Ce	6,3	44,1	44,1	8,49	9,18	68,08	68,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	Bi	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr	118,1	30,56	30,56	159,87	193,7	29,69	29,69	0	-0,01	0	0,01	0,01	Hg	0	-0,01	0	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01
Ca	0,3	0,37	0,37	0,18	0,21	0,77	0,77	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	Sb	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05
Dy	3,67	13,75	13,75	5,63	5,18	17,12	17,12	0,49	1,94	0,9	0,61	1,88	Se	0,49	1,94	0,9	0,61	1,88	0,49	1,94	0,9	0,61
Er	2,44	7,35	7,35	3,79	3,47	9,82	9,82	0,03	0,03	0,04	0,02	0,18	Te	0,03	0,03	0,04	0,02	0,18	0,03	0,03	0,04	0,02
Eu	1	2,87	2,87	0,8	0,77	2,3	2,3	0,19	-0,2	-0,84	-0,88	0,7	LOI (wt %)	0,19	-0,2	-0,84	-0,88	0,7	0,19	-0,2	-0,84	-0,88
Ga	30,41	29,74	29,74	28,58	33,23	20,88	20,88	100	100	100	100	100	Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Gd	3,11	17,16	17,16	4,66	4,74	19,59	19,59	0,7	0,8	0,9	0,9	-0,5	Ag (ppm)	0,7	0,8	0,9	0,9	-0,5	0,7	0,8	0,9	-0,5
Hf	3,74	2,44	2,44	6,49	6,12	15,63	15,63	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	Cd	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
Ho	0,87	3,06	3,06	1,34	1,29	3,88	3,88	38	46	47	49	36	Co	38	46	47	49	36	38	46	47	49
La	2,95	15,58	15,58	3,4	5,4	26,12	26,12	83	44	53	93	36	Cu	83	44	53	93	36	83	44	53	93
Ln	0,37	0,77	0,77	0,64	0,6	1,25	1,25	-1	-1	-1	-1	-1	Mo	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
Nb	16,83	9,68	9,68	35,47	35,17	35,33	35,33	27	13	26	29	5	Ni	27	13	26	29	5	27	13	26	29
Nd	5,71	41,45	41,45	8,79	8,87	52,05	52,05	-2	-2	-2	-2	8	Pb	-2	-2	-2	-2	8	-2	-2	-2	8
Pr	1,09	7,49	7,49	1,57	1,64	10,39	10,39	180	273	231	290	159	Zn	180	273	231	290	159	180	273	231	290

Tableau 2.3: Résultats d'analyses roches totales (recalculé à 100%) d'échantillons de gabbro-norites pegmatitiques

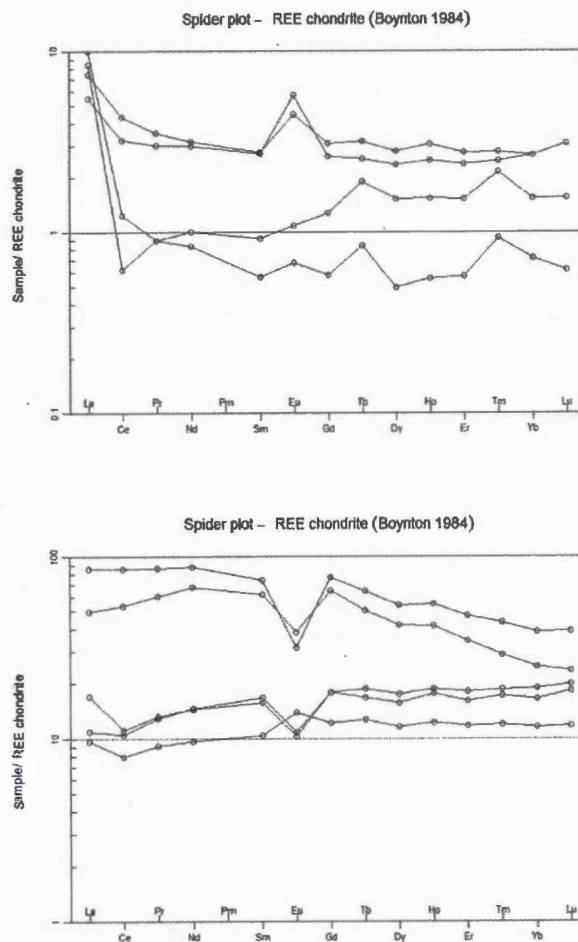


#### ***1.9.4.4 Les éléments traces et les terres rares***

L'utilisation des éléments traces est un outil pour l'identification des processus d'évolution des suites de roches ignées grâce à leurs caractéristiques géochimiques, de part leur état discriminant (Winter, 2009).

##### **1.9.4.4.1 Les terres rares**

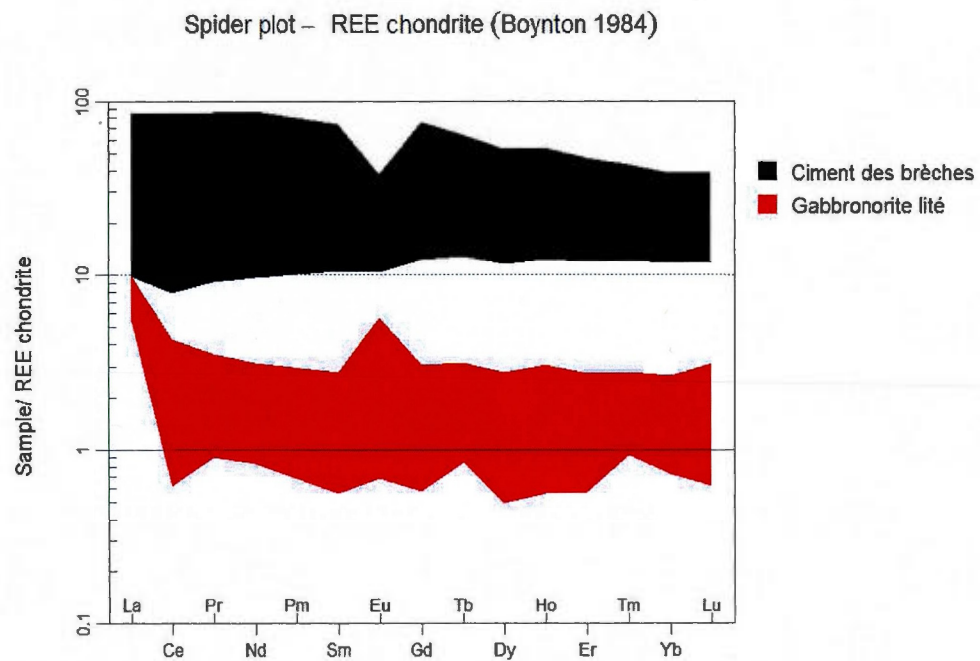
Les spectres de terres rares sont utilisés pour faire apparaître un appauvrissement ou un enrichissement en éléments incompatibles. Les valeurs sont ici normalisées aux chondrites selon les valeurs de Boynton (1984). Ces spectres permettent de mettre en évidence l'existence de minéraux qui ont des coefficients de partage spécifiques pour les terres rares. Le coefficient de partage est défini comme le rapport entre la concentration d'un élément dans le minéral et la concentration de cet élément dans le liquide en équilibre avec le minéral. Ce coefficient varie avec la température, la pression et les compositions du minéral et du magma (Winter, 2010). Les terres rares étant des éléments incompatibles, leur abondance est proportionnelle à la quantité de liquide par rapport à la fraction cumulat dans les lithologies.



**Figure 2.16:** En haut, les spectres des gabbro-norites lité. En bas, les spectres des gabbro-norites pegmatitiques du ciment des brèches. Échantillons normalisés par rapport aux données de Boynton (1984).

Les gabbronorites leucocrates et mésocrates montrent un enrichissement en terres rares légères ainsi qu'une anomalie positive en Eu, caractéristique des plagioclases qui incorporent le  $\text{Eu}^{2+}$  (Markl, 2001). L'échantillon de gabbronorite mélanocrate montre un enrichissement en terres rares lourdes, caractéristique de la présence d'augite. L'absence d'anomalie marquée en Eu peut être expliquée par la faible proportion de plagioclases. Les rapports  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  des gabbronorites lités, qui compare l'euporium de l'échantillon à sa valeur normalisé, sont supérieures à 1, indiquant la présence de cumulats de plagioclases et non un fractionnement de ces derniers (Loferski et al., 1994). Deux échantillons montrent de fortes anomalies positive en La. Le lantane est généralement contrôlé par l'apatite, mais l'absence de  $\text{P}_2\text{O}_5$  et d'apatite dans les échantillons montre que le lantane est contrôlé par une autre phase minérale. Une explication possible est que le coefficient de partage du lantane dans la magnétite dans un magma basaltique est de 2, comparativement aux coefficients de partage dans l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le plagioclase qui sont respectivement de 0,03, 0,056 et 0,148 (Winter, 2009). La présence des plus fortes anomalies en La étant dans les échantillons riches en magnétite, indiquerait que c'est ce minéral qui contrôlerait potentiellement La. Ainsi, les spectres de terres rares pour les gabbronorites de la zone litée montrent une évolution de leurs spectres selon les phases minérales.

Pour les gabbronorites pegmatitiques du ciment des brèches, les spectres montrent un fort enrichissement en terres rares par rapport aux gabbronorites lités (Figure 2.16). Les spectres les plus enrichis sont ceux qui contiennent le plus de  $\text{P}_2\text{O}_5$ , en l'occurrence l'apatite. Les spectres présentent une anomalie négative en Eu, malgré la présence abondante de plagioclases. Le rapport  $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$  indique la présence d'un liquide résiduel qui a fractionné le plagioclase.



**Figure 2.17:** Champs des spectres pour les gabbronorites lités et les gabbronorites pegmatitiques du ciment des brèches.

#### 1.9.4.4.2 Les éléments ferromagnésiens

##### 1.9.4.4.2.1 *Les gabbronorites lités*

Les concentrations en éléments ferromagnésiens (Co, Cr, Zn, V) sont variables d'une roche à l'autre. Ces éléments montrent une corrélation avec le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et le  $\text{TiO}_2$ , ce qui indique que ces éléments sont contrôlés par la magnétite, l'ilménite et les pyroxènes. Le plagioclase a également une influence sur les concentrations, d'un point de vue de la dilution (Tableau 2.2).

Les valeurs du Cr montrent des valeurs jusqu'à 730 ppm dans le mélanogabbronorite lité et seulement 220 ppm dans les bandes d'oxydes massifs. L'absence de Cr dans la titanomagnétite et dans l'ilménite (Taner, 2010) suggère que le Cr se concentre dans une autre phase. L'ordre de cristallisation observé montre que les pyroxènes cristallisent avant les oxydes. Le coefficient de partitionnement du Cr a une valeur de 10 pour l'orthopyroxène et 34 dans le clinopyroxène contre 7.4 pour la magnétite (Winter, 2009). Ainsi, la phase susceptible de concentrer le Cr est la phase de développement du pyroxène.

Le Zn présente les mêmes comportements que le Cr, avec des valeurs de 416 ppm dans le mélanogabbronorite contre 306 ppm dans la bande d'oxydes massifs. Le Zn est également absent des grains de titanomagnétite et d'ilménite (Taner, 2010).

Le V montre la plus forte teneur dans le mélanogabbronorite, qui contient pourtant moins de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et de  $\text{TiO}_2$ . Cela indiquerait que le V est plus concentré dans la titanomagnétite des mélanogabbronorites, que dans la titanomagnétite des bandes d'oxydes massives.

##### 1.9.4.4.2.2 *Les gabbronorites pegmatitiques du ciment des brèches.*

Les concentrations en ferromagnésiens sont plus basses dans les gabbronorites pegmatitiques du ciment des brèches que dans les mésogabbronorites lités pour le Cr, le Co, le Zn et le V (Tableau 2.3).

Le rapport  $\text{TiO}_2/\text{V}$  moyen est de 67,9 dans les gabbronorites pegmatitiques, contre seulement 27,5 dans les gabbronorites lités, cela indique la plus forte présence d'ilménite et la plus faible présence de titanomagnétite vanadifère dans les gabbronorite pegmatitiques. Les teneurs en Cr vont jusqu'à 193 ppm et en Ni jusqu'à 29 ppm et le rapport Ni/Co est inférieur à

1 (Tableau 2.3). Enfin, les gabbroonorites pegmatitiques montrent une anomalie négative en Eu malgré la présence de plagioclases (Figure 2.16).

## **1.9.5 Géochimie minérale**

### **1.9.5.1 Méthodologie**

Les compositions chimiques des minéraux silicatés et des oxydes ont été obtenue avec un microscope électronique à balayage à pression variable Hitachi S-4300SE/N équipé d'un analyseur de Rayons X par dispersion d'énergie de type EDX. Les oxydes ont également été analysés par Taner (2010) avec une microsonde JEOL 733. Les compositions chimiques des minéraux montrent que certains éléments se concentrent préférentiellement dans certaines phases minérales, alors que d'autres sont dilués dans des phases minérales distinctes.

### **1.9.5.2 Les pyroxènes**

L'augite et l'enstatite sont respectivement les clinopyroxènes et orthopyroxènes présents dans les gabbroonorites de la zone litée. L'augite et l'enstatite se partagent le contrôle du Mg, avec une influence plus importante de l'enstatite sur le Mg. Ils partagent également le contrôle d'une partie du Fe et l'augite contrôle une part du Ca.

Les pyroxènes permettent également le calcul du Mg# par rapport au pourcentage atomique, avec des valeurs moyennes de 0,68 pour le Mg# des clinopyroxènes.

### **1.9.5.3 Les plagioclases**

Les plagioclases présentent un An# qui varie de An 75 pour les gabbroonorites litée à An 68 pour les mésogabbroonorite massives, correspondant à la bytownite et labradorite. Ils contrôlent le Al et une grande part du Ca.

### **1.9.5.4 Les oxydes**

#### **1.9.5.4.1 L'ilménite**

Les analyses montrent que l'ilménite contrôle l'essentiel du Ti et une part du Fe et qu'elle ne contient ni Cr, ni V (Appendice A; Taner, 2010).



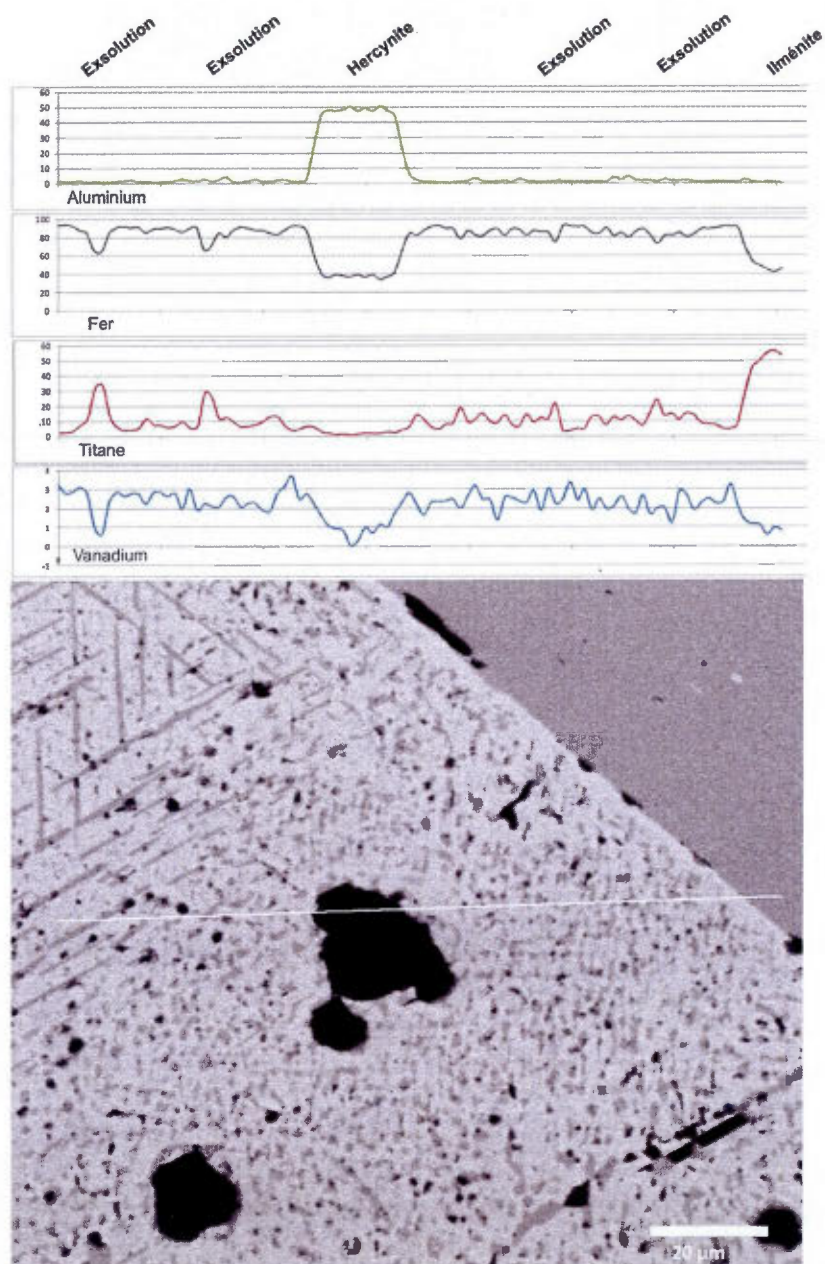
#### 1.9.5.4.2 La magnétite

La titanomagnétite contenant des exsolutions d'ilménites, ulvöspinelles et hercynite, contrôle une part du Ti et une grande part du Fe. Elle contrôle également l'essentiel du V (Appendice A; Taner, 2010).

#### 1.9.5.4.3 Le vanadium dans la titanomagnétite

Le vanadium est associé à la titanomagnétite sous forme  $V^{3+}$  (Taner, 1998). La titanomagnétite vanadifère des gabbroonorites de la zone supérieure litée du complexe de la Rivière Bell est composée de magnétite, d'exsolutions d'ilménite, d'ulvöspinelle en lamelles et de grains d'hercynite. Elle montre des valeurs moyennes de 1,41%  $V_2O_5$ . Le profil des éléments constitutifs des différentes phases minérales présentes dans la titanomagnétite ne permet de mesurer que la répartition relative du vanadium dans chacune de ces phases avec une limite inférieure de 0,5% (appendice A).

Il apparaît que le vanadium se concentre préférentiellement dans la magnétite, caractérisée par la présence de Fe et l'absence de Al et Ti (figure 2.18). Le vanadium est réparti de façon homogène dans la magnétite sensu stricto. Les phases correspondant aux exsolutions d'ilménite ou d'ulvöspinelle sont marquées par la présence de Ti. Ces exsolutions, ainsi que les grains d'hercynite, ne sont pas porteurs de vanadium. Les exsolutions n'ont donc pas d'influence sur la répartition du V dans la magnétite. La diminution progressive du vanadium dans le grain d'hercynite est explicable par l'épaisseur du grain par rapport à celui de la section polie, avec la présence de magnétite sous les bordures plus fines du grain d'hercynite.



**Figure 2.18:** Profil d'analyses du vanadium, fer, titane et aluminium par mesure de dispersion des rayons X dans un grain de titanomagnétite. Les valeurs des mesures des constituants est relative à la somme des éléments analysés.

## CHAPITRE III

### Discussions

La zone supérieure litée du Complexe de la Rivière Bell se différencie du reste du complexe principalement par la présence d'un litage magmatique. La lithologie principale est constituée de gabbro-norite qui se distingue des autres unités mafiques notamment par l'absence d'olivine et la présence de minéralisations abondantes en V-Fe-Ti sous forme d'oxydes.

#### 1.10 Contexte géodynamique de mise en place

Les complexes mafiques hôtes des minéralisations économiques en V-Fe-Ti comme le Complexe du Bushveld ou les intrusions de la province ignée du Emeishan, sont associés à des plumes mantelliques qui ont subi une interaction avec la croûte, marqué par l'enrichissement en Ti. (Hatton, 1995; Ali, 2004). Les intrusions d'anorthosites font également partie des complexes qui peuvent être porteurs d'importantes minéralisations en V-Fe-Ti (Bachari, 2004). L'origine des anorthosites archéennes a fait l'objet de nombreuses théories et spéculations. La plupart des complexes anorthositiques des ceintures de roches vertes sont considérés comme océaniques et consanguins du magmatisme mafique (Ashwal, 1993), associé à l'amalgame tardif d'arcs archéens et de microcontinents (Winter, 2009).

Le contexte géodynamique de la partie nord de la ceinture de roche verte d'Abitibi, à laquelle appartient le Complexe de la Rivière Bell, présente des signatures magmatiques calc-alcalin de type Arc, ayant subi des interactions avec une plume d'origine mantellique, tholéiitique qui auraient débuté vers 2720 Ma (Wyman, 1999; voir 2.1). Le Complexe de la Rivière Bell est daté à  $2724 \pm 2$  Ma (Mortensen, 1993), ce qui correspond pratiquement au début de l'interaction entre ces deux phénomènes magmatiques. On observe également: 1) des lithologies tholéiitiques 2) des gabbro-norites lités à V-Fe-Ti comparables aux intrusions issues d'un magmatisme de plume mantellique ayant subi une contamination; 3) La présence de leucogabbros et d'anorthosites, comparable aux anorthosites issues d'un magmatisme de type arc. Ainsi, on peut émettre l'hypothèse que le Complexe de la Rivière Bell serait issu de

l'interaction entre le magmatisme de plume mantellique et le magmatisme de type Arc. Cela ferait du Complexe de la Rivière Bell un cas de complexe qui se situerait entre celui des complexes ignés lités et celui des complexes anorthositiques.

### **1.11 Genèse des gabbonorites lités**

La genèse des gabbonorites lités a été interprétée comme le résultat d'une différenciation magmatique des gabbros sous jacents (Maier et al., 1996). Cependant, nos travaux et les comparaisons entre les différents systèmes à vanadium montrent que ce modèle doit être revu. Nous envisagerons ensuite des hypothèses alternatives pour les gabbonorites litées. Enfin, nous interpréterons la formation des brèches supérieures.

#### **1.11.1 Comparaison de la zone principale et de la zone supérieure litée**

Les échantillons de la zone supérieure litée du Complexe de la Rivière Bell récoltés par Maier et al. (1996) montrent des différences avec les échantillons issus des forages et décapages d'Apella Resources Inc. effectués depuis 2009 dans le cœur de la zone litée (Tableau 3.1).

	Zone supérieure litée (cette étude)	Zone supérieure litée (Maier et al., 1996)	Zone principale (Maier et al., 1996)
An#	An76	An51	An73
Teneurs en Cr	jusqu'à 730 ppm	5 ppm	jusqu'à 770 ppm
Teneurs en Ni	jusqu'à 409 ppm	45 ppm	jusqu'à 315 ppm
Ni/Co	1,55 à 3,04	<0,22	0,96 à 3,24
Oxydes	titanomagnétite/ilménite = 3/2 à 5/2	Ilménite essentiellement	n/a
Perte au feu	≤2%	≤2%	≤7,84%
Plagioclases comme première phase cristalline	Oui	n/a	Oui
Forme des plagioclases	automorphe à subautomorphe	n/a	Arrondis et corrodés
Anomalie positive en Eu	Oui	Oui	Oui
Présence d'Olivine	Non	n/a	Oui

**Tableau 3.1:** Comparaison de la zone supérieure litée et de la zone principale du Complexe de la Rivière Bell d'après nos données et celles de Maier et al. (1996).

Les échantillons de Maier et al. (1996) pour caractériser la zone litée montrent des plagioclases avec An# 51, des teneurs en Cr de 5 ppm et de Ni de 45ppm. Les oxydes dans ces échantillons sont exclusivement l'ilménite avec rarement de la magnétite. Par opposition, les gabbronorites du cœur de la zone litée analysés par Apella présentent une composition des plagioclases qui varie de bytownite à labradorite (An#75 à An#67), des teneurs en Cr jusqu'à 730 ppm, des teneurs en Ni jusqu'à 409 ppm et des rapports Ni/Co de 1,55 à 3,04 dans les roches totales. Le ratio magnétite/ilménite va de 3:2 à 5:2. Ainsi, les échantillons de l'extrémité ouest de la zone supérieure litée prélevés par Maier et al. (1996) sont significativement plus différenciés que les roches du cœur de la zone supérieure litée. Les valeurs observées pour le Cr, le Ni et le rapport Ni/Co dans le cœur de la zone litée apparaissent équivalents aux valeurs des gabbros de la zone principale données par Maier et al. (1996). Néanmoins, les valeurs du An# apparaissent comme équivalentes à supérieures à celles de cette zone principale.

Par ailleurs, les échantillons de gabbronorites de la zone supérieure litée montrent des valeurs de perte au feu toujours inférieures à 2% et parfois proches de 0%. Selon Maier et al. (1996), les valeurs de perte au feu des gabbros sous-jacents vont de 3,59 à 7,84%. Ces fortes valeurs pourraient traduire une altération post-solidus qui n'a pas été signalée dans les échantillons de Maier et al. (1996).

Les observations texturales des gabbronorites lités montrent des textures ophitiques (voir 2.3.3.1 descriptions des gabbronorites lités), c'est à dire des plagioclases subautomorphes, des minéraux mafiques entre les grains de plagioclases, et les oxydes entre les grains de minéraux mafiques. Les oxydes ne montrent pas de textures de cumulats. Ces textures vont dans le sens d'un ordre de cristallisation avec en premier les plagioclases, puis les pyroxènes et amphiboles et enfin les oxydes. Cet ordre de cristallisation est également observé par Maier et al. (1996) dans les échantillons de la zone principale. Ils observent de nombreuses inclusions de plagioclases dans les ferromagnésiens et interprètent cela comme des textures similaires à celles observées dans la zone supérieure critique du Complexe du Bushveld (Eals et al., 1991). Néanmoins, les plagioclases de la zone principale sont arrondis, corrodés et en inclusions dans les ferromagnésiens. Cette texture a été interprétée comme issue du mélange d'un liquide résiduel évolué contenant des plagioclases avec des injections



de magmas plus primitifs (Eals et al., 1991). Les plagioclases de la zone supérieure litée sont eux généralement subautomorphes. Ils ne présentent pas d'évidence de corrosion ni de zonation.

Maier et al. (1996) argumentent au sujet d'un processus de différenciation à l'échelle du complexe sur la base d'une diminution de la composante An# du plagioclase, une augmentation du fractionnement des terres rares, une baisse des ferromagnésiens et du rapport Ni/Co, et la présence exclusive d'ilménite dans leurs six échantillons de la zone supérieure. Ces différentes observations ne coïncident pas avec nos résultats, basés sur un nombre beaucoup plus important d'échantillons. Ainsi, la baisse du An# dans les plagioclases n'a pas été observée; au contraire, les plagioclases de la zone litée montrent un An# supérieur. Les teneurs en Cr, Ni et Co montrent des valeurs identiques. Enfin, il y a beaucoup plus de magnétite que d'ilménite dans les échantillons de la Zone supérieure litée.

Ainsi, l'hypothèse émise par Maier et al. (1996) qui considère que la zone supérieure litée du Complexe de la Rivière Bell est issue de la différenciation de la zone principale, est basée sur l'étude d'échantillons non représentatifs de la zone supérieure litée. Cette hypothèse doit être ainsi rediscutée.

#### **1.11.2 Comparaison de la partie Est avec la zone supérieure litée**

Les travaux de Goutier (2005) ont apporté des données sur la composition des gabbros de la zone Est, gabbros qui sont également porteurs de minéralisations en V-Fe-Ti. Lorsqu'on compare la composition de ces gabbros avec les gabbronorites de la zone supérieure litée, on voit que la composition des plagioclases est sensiblement identique, que les textures ophitiques sont présentes dans les deux cas et que les pyroxènes sont également l'augite et l'enstatite. Les oxydes sont la titanomagnétite, porteuse des minéralisations en V. Les principales différences entre la zone supérieures litées et la partie Est sont que la partie Est contient de l'olivine, des niveaux de dunite et des indices de Cu, Ni et PGE.

#### **1.11.3 Origines possibles**

Les gabbronorites de la zone supérieure litée montrent des similitudes avec les autres zones du Complexe de la Rivière Bell. Les textures montrent un ordre de cristallisation

similaire dans chacune de ces zones, le plagioclase étant le premier minéral à cristalliser. Leur composition est identique dans la partie Est et dans la zone supérieure litée. Elle est proche des compositions des plagioclases de la zone principale. L'anomalie positive en Eu présente dans les plagioclases de la zone principale et de la zone supérieure litée est identique.

Ces observations montrent que les plagioclases proviendraient vraisemblablement de la même source. Les ferromagnésiens de la zone principale et de la zone supérieure montrent des teneurs identiques en Cr, Co et Ni, ce qui suggère que la zone supérieure litée n'est pas plus différenciée que la zone principale.

Le degré de différenciation égal et l'ordre de cristallisation identique entre les deux zones fait qu'elles semblent issues d'un magma parent similaire. La différence majeure observée est cependant la présence des oxydes, notamment sous forme de bandes d'oxydes massifs, qui sont largement plus abondants dans la zone supérieure litée que dans la zone principale. Cela implique un enrichissement en V-Fe-Ti dans la zone supérieure litée.

L'hypothèse la plus réaliste que l'on puisse envisager est celle d'un mélange du magma parent évoqué précédemment avec un liquide résiduel enrichi en V, Fe et Ti. Cela permettrait d'expliquer les caractéristiques spécifiques de la zone supérieure litée par rapport à la zone principale. Une augmentation de la concentration en V-Fe-Ti permettrait au magma d'être saturé en ces éléments à un taux de cristallisation plus faible. L'absence d'apatite qui apparaît dans les phases plus avancées peut être expliquée par un magma pauvre en  $P_2O_5$ , ou par la fuite du liquide interstitiel, sous l'effet de la compaction des cumulats mafiques (Meurer et Meurer, 2006). Enfin, les gabbro-norites à grain grossier de la zone Ouest représentent potentiellement une autre injection de ce même magma, mais qui n'a pas été enrichie par un liquide résiduel. Cela impliquerait une cristallisation des oxydes à un stade plus avancé de cristallisation, donnant essentiellement des oxydes disséminés insérés dans la porosité des phases déjà cristallisées.

#### **1.11.4 Modèle de mise en place**

Le Complexe de la Rivière Bell présente une zone supérieure marquée par un litage magmatique. Dans les complexes mafiques et ultramafiques, le litage magmatique peut être

uniforme ou non uniforme dans les séquences. Le litage modal peut être composé de lits uniforme, de lits non uniformes, ou une combinaison des deux. Le litage de phases correspond à la définition des lits par l'apparition ou la disparition d'une ou de plusieurs phases minérales dans la cristallisation des séquences. Un litage de phase peut être composé de plusieurs litages modaux (Winter, 2009).

Pour générer la mise en place des oxydes de Fer-Titane (et vanadium), il existe trois modèles principaux qui sont le processus d'immiscibilité, la cristallisation fractionnée et/ou la contamination. L'empilement des séquences peut être quand à elle expliquée par plusieurs injections successives ou de plusieurs cellules convective de magma (Pons et al. 2006).

#### ***1.11.4.1 La cristallisation de la zone supérieure litée***

##### ***1.11.4.1.1 Les séquences de gabbrobrorites***

Les séquences sont non uniformes. Elles montrent une évolution de composition, avec à la base, une composition essentiellement de mélanogabbrobrorites, qui évolue progressivement jusqu'à des leucogabbrobrorites, parfois jusqu'à des anorthosites, qui correspond à un litage graduel de phase. Il est également observé sous les mélanogabbrobrorites, la présence de bandes d'oxydes en alternance avec des bandes plagioclasiqes, formant des successions de litage modal.

Les observations texturales et minéralogiques indiquent un ordre de cristallisation avec en premier les plagioclases, puis les pyroxènes et amphiboles et enfin les oxydes.

La densité des plagioclases est d'environ 2,5-2,8 pour la bytownite et de 2,69 en moyenne pour la labradorite. Les densités des pyroxènes, amphiboles et oxydes sont respectivement de 3,2-3,6, 3,1-3,6 et 4,79-5,21 (Densités obtenue sur webminéral.com). Les plagioclases sont donc moins denses que les autres phases minérales présentes dans les gabbrobrorites.

Les plagioclases qui cristallisent en premier vont ainsi remonter et flotter au dessus du magma résiduel, d'après le principe de décantation par contraste de densité (Campbell, 1978). La cristallisation de cette phase pauvre en Fer va appauvrir progressivement le magma résiduel en  $Al_2O_3$  et CaO et de ce fait l'enrichir en d'autres éléments, notamment le MgO, le

$\text{Fe}_2\text{O}_3$ , le  $\text{TiO}_2$  et le  $\text{V}_2\text{O}_5$ . Progressivement, l'épaisseur de la couche de plagioclases augmente. Les premiers plagioclases ayant cristallisés se retrouvent en haut de la pile, peuvent être de ce fait plus grand, en raison d'un temps de cristallisation plus long. Les autres phases vont ensuite cristalliser selon l'ordre suivant: orthopyroxène, clinopyroxène et amphibole, ce qui enrichit davantage le liquide résiduel en Fe-Ti. Les oxydes se retrouvent donc majoritairement en bas de la colonne d'une part par accumulation gravitationnelle lorsqu'ils cristallisent, mais aussi car les autres phases s'accumulent au dessus du liquide résiduel par densité. L'augmentation graduelle de minéraux mafiques dans les gabbronorites et les oxydes disséminés dans les gabbronorites mésocrates et leucocrates peut s'expliquer soit par le piégeage du liquide résiduel lié à la diminution de la perméabilité entre les grains, soit par remontée du liquide résiduel dans la pile. Ce dernier peut être causé par un mécanisme de compaction de la pile non consolidée, ou par un mécanisme d'infiltration métasomatique (Irvine, 1980). Cet ordre de cristallisation avec les effets de densité et d'appauvrissement progressif du magma résiduel en certains éléments permet de former les séquences de gabbronorites. On observe ainsi au sommet des leucogabbronorites à grains grossiers qui évoluent progressivement jusqu'à des mélanogabbronorites à grains fins. La quantité d'oxydes disséminés devient de plus en plus importante vers le bas des séquences, pour finir à la base avec des lits d'oxydes massifs.

La présence dans les bandes rythmiques d'oxydes massifs, d'enclaves de leucogabbronorites de la séquence sous jacente montre que les séquences se mettent en place au dessus des séquences précédentes, déjà cristallisées. Cela est en accord avec l'hypothèse de l'injection du magma par pulsations pour former ces séquences successives.

#### 1.11.4.1.2 Les minéralisations en V-Fe-Ti

Pour générer un gisement riche en oxydes V-Fe-Ti, trois mécanismes ont été mis en avant: 1) le processus d'immiscibilité; 2) la cristallisation fractionnée; 3) la contamination (Voir partie 1.3).

Le processus de contamination est possiblement le résultat d'un mélange mafique et d'un magma felsique dérivé de la fusion partielle de la croûte; ou bien de l'influence de fluides (Irvine, 1981; Kärkkäinen et Appelqvist, 1999). Les faibles concentrations en K et en

Rb indiquent qu'il n'y a pas eu de contamination significative de la croûte par des fluides ou un magma felsique.

Les observations des chapitres 2 et 3 et le paragraphe précédent sont compatibles avec le modèle de cristallisation fractionnée comme mécanisme principal de contrôle. Les textures et l'absence de fractionnement du plagioclase militent également en faveur de ce processus et non dans l'hypothèse de l'immiscibilité entre un magma mafique et un magma plagioclasiqque.

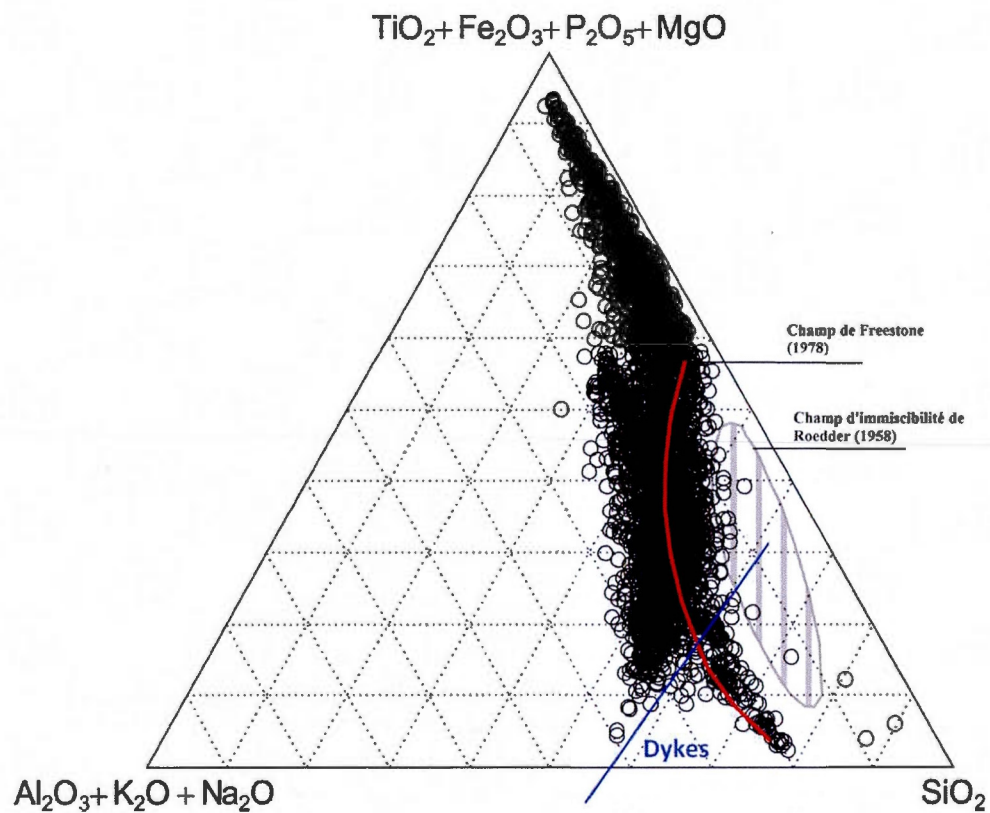
De plus, la séparation d'un liquide en deux phases immiscibles, l'une riche en fer et l'autre riche en silice a été prouvée par le diagramme ternaire de Roedder (1956) (figure 3.1). Freestone (1978) a démontré que l'addition de 3% de  $\text{TiO}_2$  et 1% de  $\text{P}_2\text{O}_5$  dans le système leucite-fayalite-silice élargit le champ de l'immiscibilité du système. Les travaux de Naslund (1983), ont souligné également l'effet de la fugacité de l'oxygène dans l'élargissement du champ de l'immiscibilité dans le système  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  auquel il a ajouté des quantités variables de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{TiO}_2$ . Naslund (1983) a aussi observé que les cations à fort potentiel ioniques ( $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{P}^{5+}$ ) provoquent un élargissement du champ d'immiscibilité.

L'absence de  $\text{P}_2\text{O}_5$  et ainsi d'apatite dans les gabbroonorites de la zone supérieure litée va contre l'hypothèse de l'immiscibilité. La projection des compositions des gabbroonorites de la zone litée (figure 3.1) montre que les échantillons se situent à l'extérieur du solvus de Roedder (1956). Les points qui se situent dans le solvus de Freestone (1978) sont des échantillons qui contiennent des dykes tardifs de tonalites, diorite et granite qui recoupent la zone litée, d'où l'influence plus forte du  $\text{SiO}_2$ . Les valeurs de  $\text{P}_2\text{O}_5$  de ces échantillons sont toujours en dessous de 0,1%.

Pour ces raisons, il apparait que l'immiscibilité n'est pas un processus approprié pour la formation des minéralisations abondantes en V-Fe-Ti dans la zone supérieure litée du Complexe de la Rivière Bell. Les attributs géochimiques et minéralogiques de la zone supérieure litée du Complexe de la Rivière Bell montrent que les séquences des gabbroonorites se sont formées par cristallisation fractionnée, avec les oxydes comme derniers éléments à cristalliser. Si les degrés de différenciation des gabbroonorites ne semblent pas plus importants

que par exemple, celui de la zone principale, l'apport par mélange de liquide résiduel riche en Fe-Ti (et V) permet au magma d'atteindre plus rapidement la saturation en ces éléments. Par la suite, la cristallisation précoce du plagioclase mène à un enrichissement en Fe-Ti (et V).





**Figure 3.1:** Diagramme ternaire de Roedder (1956) et son extension de Freestone (1978) qui résulte de l'addition de 3%  $\text{TiO}_2$  et 1%  $\text{P}_2\text{O}_5$  dans le magma. Les points représentent les analyses des échantillons de gabbro-norites lités de la zone supérieure du Complexe de la Rivière Bell.

## **1.12 Les gabbronorites pegmatitiques**

### **1.12.1 Source possible du magma**

Les gabbronorites qui constituent le ciment des brèches magmatiques et les gabbronorites lités montrent des assemblages minéralogiques similaires. Néanmoins, ces gabbronorites contiennent en plus de l'apatite, qui apparaît généralement dans les phases tardives de cristallisation d'un magma mafique. Ils montrent également des teneurs plus faibles en ferromagnésiens et une quantité d'ilménite plus importante par rapport à la magnétite, qui est en accord avec l'évolution du magma. Enfin, la comparaison des profils de terre rares montre de plus fortes concentrations dans les gabbronorites pegmatitiques du ciment des brèches, qui peuvent être à la fois associées à la présence d'apatite et au fait qu'elles soient plus différenciées que les gabbronorites lités.

Ainsi, il apparaît que les gabbronorites pegmatitiques qui constituent le ciment des brèches magmatiques ont des assemblages minéralogiques similaires, des ordres de cristallisation identique, mais montre une différenciation plus avancée. Les valeurs de K et Rb sont faibles, indiquant que le caractère évolué n'est pas lié à une contamination crustale ou à des fluides. On peut donc émettre l'hypothèse que ces gabbronorites pegmatitiques sont issus d'un magma proche de celui qui a donné lieu aux gabbronorites lités ayant subi un fractionnement plus important. Le fait que les gabbronorites plus évolués recoupent les gabbronorites lités donne lieu à penser que les gabbronorites pegmatitiques du ciment des brèches sont issus d'une nouvelle injection de magma plus évolué qui vient s'injecter dans les gabbronorites de la zone litée.

Les gabbronorites pegmatitiques apparaissent comme provenir d'une source commune à celle des gabbronorites de la zone litée. Le fait que les gabbronorites pegmatitiques recoupent les gabbronorites litées, et l'absence de fractionnement des plagioclases de la zone litée, implique qu'il existe, au moment de sa mise en place au moins un réservoir magmatique sous le Complexe de la Rivière Bell. Dans un premier temps, ce réservoir est le lieu où se déroule la différenciation et, dans un deuxième temps, ce dernier alimente le Complexe de la Rivière Bell.

### 1.12.2 Processus de fracturation

Les gabbronorites pegmatitiques s'injectent dans les gabbronorites lités en les fracturant, formant 1) des conduits de largeur décimétrique à métrique qui s'apparentent à des dykes, souvent parallèles au litage magmatique; 2) une zone large de plusieurs dizaines de mètres contenant des fragments de gabbronorite lité, interprétés comme étant des brèches (voir 2.3.3.3). Les conduits se situent autour de la large zone de brèche.

Les fragments de gabbronorites lités sont de taille métrique. La forme est anguleuse. Ils ne présentent pas de bordure de corrosion. Ces fragments ne montrent pas non plus de déplacement important. Ces fragments sont comparables aux fragments que l'on retrouve dans les brèches à fracturation hydraulique, conduisant ainsi à une bréchification par les fluides. De plus, l'orientation préférentielle de certains conduits selon le litage, est courante dans les processus de bréchification par fluide, qui suivent des plans de discontinuité préexistants (Jébrak, 1997). La fracturation hydraulique se produit lorsque la pression de fluide augmente dans un conduit et que celle-ci devient supérieure à la pression lithostatique ou à la pression tectonique (Phillips, 1972). Cela cause une diminution de la pression effective, qui peut mener à la propagation de la fracturation. L'origine de l'augmentation de la pression de fluide peut avoir plusieurs origines, incluant la diminution de la perméabilité des fractures liées à un jeu de failles ou à l'obstruction du conduit par la cristallisation de minéraux. Dans le cas d'une fracturation par pression de fluide par un magma, ce sont généralement les volatiles qui vont jouer le rôle de fluide et provoquer la bréchification, le magma s'injectant par la suite dans les fractures formées. Les textures pegmatitiques sont un témoin potentiel de la présence de volatiles selon London (2008). Thomas (2009) explique que les textures pegmatitiques sont obtenues par une combinaison du mélange de métasomatisme, de cristallisation d'un magma riche en eau et d'une recristallisation pneumatolytique - hydrothermale post-magmatique dans un système quasi clos. Les valeurs de perte au feu des gabbronorites pegmatitiques sont proches de 0. Cela indique que les volatiles éventuellement présents auraient été expulsés.

### 1.12.3 Pyroxènes à texture spinifex

Les pyroxènes à textures spinifex peuvent être associés ou non avec l'olivine et représente une cristallisation métastable lors d'un refroidissement extrêmement rapide selon Campbell et Arndt (1982). Les expériences de Faure et al. (2006) montrent que les pyroxènes à textures spinifex ont des orientations préférentielles à de faibles taux de refroidissement contrairement aux précédentes études. Faure et al. (2006) concluent que la clé de la formation de textures spinifex pour les pyroxènes est le gradient de température et que celui ci est en lien directe avec l'orientation préférentielle des cristaux, depuis le point le plus froid vers le plus chaud. La présence de pyroxènes à textures spinifex ne semble donc pas être un indicateur valable pour la vitesse de refroidissement des gabbro-norites pegmatitiques de la zone supérieure litée. Cependant, ces textures, l'orientation préférentielle perpendiculaire au litage magmatique, l'aspect tubulaire ainsi que la taille importante (jusqu'à 80cm) de ces spinifex vont dans le sens d'un très fort gradient de température. Ce fort gradient thermique est en accord avec l'hypothèse de la faible profondeur de mise en place de ces brèches magmatiques.

## CHAPITRE IV

### Conclusions et implications pour l'exploration.

#### 2.1 Conclusion

Le Complexe de la Rivière Bell montre une zone supérieure litée constituée d'au moins trois types de gabbronorites: les gabbronorites lités, les gabbronorites mésocrates de la partie Ouest et les gabbronorites pegmatitiques. La zone supérieure litée est également porteuse de minéralisations abondantes en V-Fe-Ti. Ces minéralisations sont associées aux séquences de gabbronorites litées.

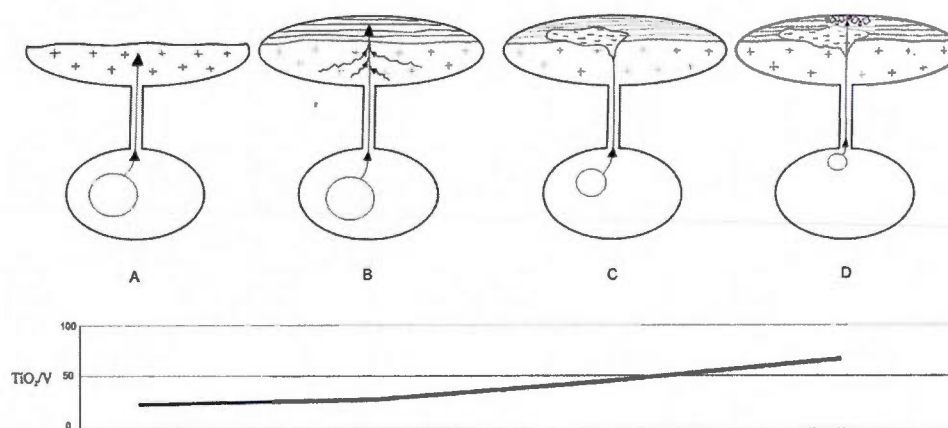
Pour expliquer la mise en place de des différents types de gabbronorites et des minéralisations en V-Fe-Ti, nous proposons ces étapes successives ainsi qu'un modèle schématique général (figure 4.1).

1. Injections par pulses d'un liquide magmatique mafique parent, similaire au liquide qui a formé la zone principale du Complexe de la Rivière Bell. Ce magma mafique injecté est mélangé au liquide résiduel enrichi en Fe-Ti de la zone principale.
2. Mise en place des séquences de gabbronorites lités avec la précipitation des plagioclases. Cette précipitation enrichie le liquide résiduel en V-Fe-Ti. Les minéraux mafiques cristallisent ensuite dans les séquences.
3. Le magma saturé en V-Fe-Ti est soumis à des conditions de  $fO_2$  et de T qui favorisent la précipitation et la cristallisation des oxydes. La titanomagnétite cristallise à haute  $fO_2$  au fur et à mesure que la température diminue. Les exsolutions d'ilménite sont associées à ces fortes conditions de  $fO_2$  (Buddington et Lindsley, 1964). L'ilménite cristallise à un stade plus avancé, à des conditions de  $fO_2$  plus faibles. Ce stade correspond également à la formation des exsolutions d'ulvöspinelle dans la titanomagnétite. Les effets de gravité et de densité vont concentrer les oxydes à la base des séquences. L'augmentation de la porosité va piéger une partie de ces oxydes pour former les minéralisations disséminées.

4. Le réajustement à l'état solide des oxydes forme des jonctions triples dans les bandes rythmiques. Les oxydes vont parfois migrer par fluage.
5. L'injection d'un magma mafique plus évolué va former les gabbronorites à grains grossiers dans la part Ouest de la zone litée. Ce magma n'est pas enrichi en V-Fe-Ti, ce qui explique l'absence de bande d'oxydes massifs et la plus faible teneur en minéraux mafiques.
6. L'injection d'un magma mafique toujours plus évolué va fracturer les gabbronorites lités et former des dykes et des brèches. La texture pegmatitique est caractéristique de la présence de volatiles qui ont probablement contribué à la fracturation du type hydraulique.
7. La cristallisation de pyroxènes en spinifex est la conséquence d'un refroidissement brutal et d'un fort gradient thermique, compatible avec l'idée d'une faible profondeur au sommet du complexe.

Pour compléter ce modèle, une étude de l'origine des variations de la fugacité de l'oxygène serait pertinente. Une étude plus détaillée des minéraux dans chaque séquence et dans les autres lithologies permettrait de mieux caractériser les éventuelles variations de compositions du liquide entre chaque pulse et entre les différentes injections de magma. Enfin, nous proposons une étude sur la dynamique du milieu de mise en place des gabbronorites lités dans ce contexte subvolcanique. La réalisation de nouveaux forages dans la zone supérieure litée permettra également d'améliorer le modèle de mise en place de la zone supérieure litée du Complexe de la Rivière Bell et des minéralisations en V-Fe-Ti qui y sont associées





**Figure 4.1:** Modèle synthétique de la mise en place des lithologies qui constituent la zone supérieure du Complexe de la Rivière Bell et rapport  $\text{TiO}_2/\text{V}$  pour chaque nouvelle lithologie.

- A. Injections de magmas et mise en place des zones dont la zone principale massive, sous la zone supérieure.
- B. Injection de magma similaire au magma parent dont est issue la zone principale, mélange avec le liquide résiduel d'injection précédente et mise en place des séquences de gabbro-norites litées de la zone supérieure.
- C. Injection de magma plus différencié et mise en place des gabbro-norites mésocrates dans l'ouest de la zone supérieure.
- D. Injection de magma plus différencié, fracturation de la zone supérieure litée et mise en place des gabbro-norites pegmatitiques sous forme de brèches.

## **2.2 Implications pour l'exploration**

### **2.2.1 Comparaison avec les grands gisements de V-Fe-Ti du Bushveld, du Lac Doré et du PanXi.**

Les minéralisations en V-Fe-Ti de la zone supérieure litée du Complexe de la Rivière Bell sont comparables à celles des autres intrusions mafiques par leur présence dans la zone supérieure litée. Néanmoins, elles diffèrent par l'ordre de cristallisation des minéraux, comme en témoignent les textures ophitiques. Elles diffèrent également par l'absence d'olivine à cause de l'enrichissement en Fer, par l'absence d'apatite lié à une évolution moins avancée, par l'absence de Cr dans la titanomagnétite du fait de l'ordre de cristallisation fractionnée qui a concentré préférentiellement le Cr dans les pyroxènes. Le tout se situe dans un contexte de mise en place à faible profondeur.

### **2.2.2 Guides d'exploration**

Le contexte géodynamique qui réunit un contexte de plume mantellique et un magmatisme de type arc semble être un mélange entre le contexte géodynamique à l'origine des complexes ignés lités à V-Fe-Ti et le contexte géodynamique à l'origine des anorthosites à Fe-Ti. La zone de suture entre l'Abitibi et l'Opatika apparaît ainsi comme une zone propice à ce type de minéralisations.

La présence de complexes mafiques ayant des textures ophitiques renseigne sur la cristallisation d'une phase plagioclasiqque qui donne naissance à des concentrations importantes de liquide résiduel enrichi en Fe-Ti. La présence de lithologies mafique sans oxydes peut potentiellement indiquer une expulsion du liquide résiduel enrichie en Fe-Ti dans une autre zone du complexe, provoquant ainsi une surconcentration.

## APPENDICE

Observation de la répartition du vanadium dans la titanomagnétite par réalisation d'un profil d'analyses par dispersion des rayons X.

## **Introduction**

La titanomagnétite est un minéral qui est formé de magnétite et d'exsolutions d'oxydes de titane sous forme de lamelles d'ulvöspinelle ou d'ilménite, parfois accompagné d'autres exsolutions comme le spinel ou l'hercynite. C'est également un minéral qui peut être riche en vanadium, il devient alors le minéral économique pour cette substance, comme dans les gisements de vanadium du complexe du Bushveld en Afrique du Sud, des intrusions du Panzhihua et de Hongge en Chine, du complexe du Lac Doré et du complexe de la Rivière Bell au Québec. La titanomagnétite est généralement associée à l'ilménite, qui se présente sous forme de grains jointifs à la titanomagnétite. D'après la théorie, le vanadium contenu dans la titanomagnétite se concentre dans la magnétite et non dans les autres solutions solides que sont l'ilménite, l'ulvöspinelle ou encore le spinel ou l'hercynite. La réalisation d'un profil d'analyses permet d'observer d'une part dans quelle phase minérale se concentre le vanadium et d'autre part si les différentes phases minérales ont une influence sur les valeurs de concentrations en vanadium. L'utilisation du microscope à balayage (MEB) associé à un appareil de mesure par dispersion des rayons X est une méthode qui permet, à partir d'une section polie, d'obtenir des valeurs qualitative des concentrations d'un élément dans une phase minérale. Il permet également d'estimer les variations relatives de ces concentrations dans un grain de titanomagnétite.

### **Pourquoi cette méthode?**

Le but de l'analyse étant une mesure de la variation du vanadium, la mesure relative du vanadium et d'autres éléments entre différentes phases minérale est ainsi qualitative et non quantitative. Cela ne nécessite donc pas de calibration préalable de l'appareil avec un ou plusieurs standards, ce qui offre un gain de temps, comparativement à des analyses quantitatives par microsonde ou par ablation laser par ICP MS.

### **Appareil**

L'appareil utilisé pour les mesures est un microscope électronique à balayage à pression variable Hitachi S-4300SE/N équipé d'un analyseur de Rayons X par dispersion d'énergie de

type "EDX". Le voltage d'accélération appliqué est de 20kV, ce qui provoque la dispersion des électrons et une excitation des atomes sur un diamètre de 5µm.

### **Échantillonnage**

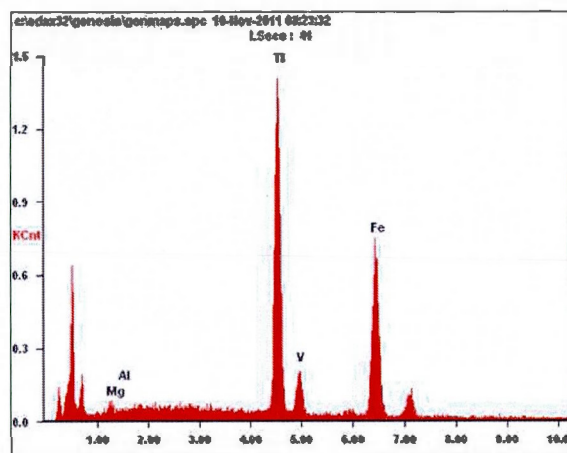
L'échantillon choisi est un grain de titanomagnétite joint à un grain d'ilménite sur une section polie d'une bande d'oxydes massifs de la zone supérieure litée du complexe de la Rivière Bell. Le grain de titanomagnétite est composé de magnétite avec des exsolutions en lamelles d'ulvöspinelle et d'ilménite qui forment des textures en treillis, et des exsolutions d'hercynite en grains. La teneur moyenne en vanadium analysée à la microsonde des titanomagnétites d'ou provient l'échantillon est de 1,344 % V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Taner, 2010).

### **Méthode analytique**

La section polie a été préalablement recouverte d'une couche de carbone, puis placée dans la chambre à échantillon du MEB pour analyse.

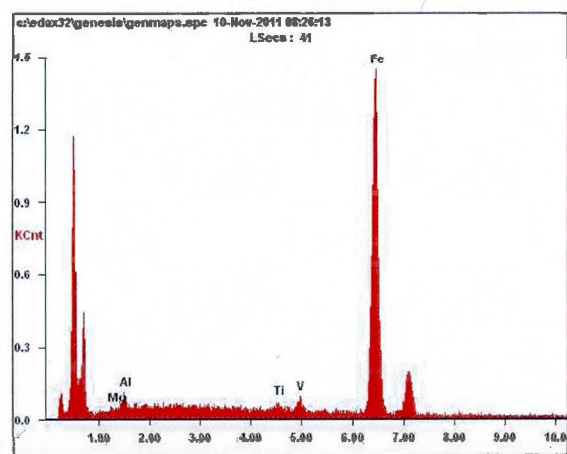
Dans un premier temps, chaque phase minérale ont été identifiée par un point d'analyse à l'EDX. L'appareil est ensuite programmé pour réaliser le profil d'analyse. Les mesures sont 100 points d'analyses tous les 0,71-0,72 microns, sur une ligne droite d'une longueur totale de 70,54 microns. Les éléments à analyser choisis sont le vanadium et les constituants majeurs des différentes phases minérales qui sont le Fe, le Ti, le Mg et le Al. Nous choisissons d'analyser uniquement ces constituants majeurs de chaque phases, car il permettent à eux seuls d'identifier les différentes phases d'oxydes. L'ajout d'autres éléments n'est donc pas nécessaire pour l'identification des phases et augmentera le temps d'analyse.

### Résultats:



<i>Element</i>	<i>Wt%</i>	<i>At%</i>
<i>MgK</i>	01.58	03.29
<i>AlK</i>	00.49	00.93
<i>TiK</i>	46.81	49.46
<i>VK</i>	00.00	00.00
<i>FeK</i>	51.11	46.32
<i>Matrix</i>	Correction	ZAF

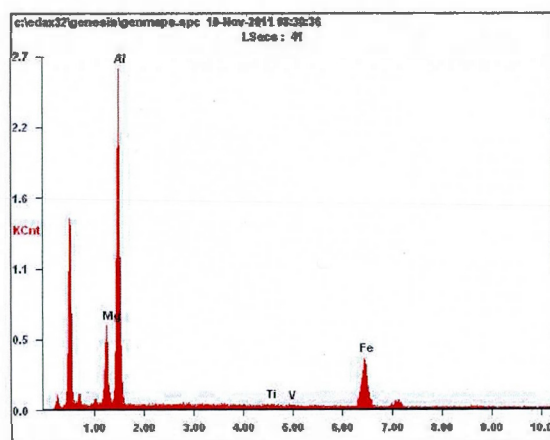
Figure 1: Analyse élémentaire de l'ilménite



<i>Element</i>	<i>Wt%</i>	<i>At%</i>
<i>MgK</i>	00.93	02.05
<i>AlK</i>	01.92	03.83
<i>TiK</i>	00.83	00.93
<i>VK</i>	01.51	01.60
<i>FeK</i>	94.81	91.58
<i>Matrix</i>	Correction	ZAF

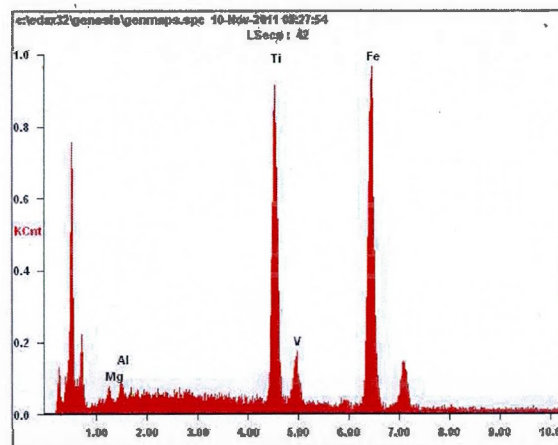
Figure 2: Analyse élémentaire de la magnétite





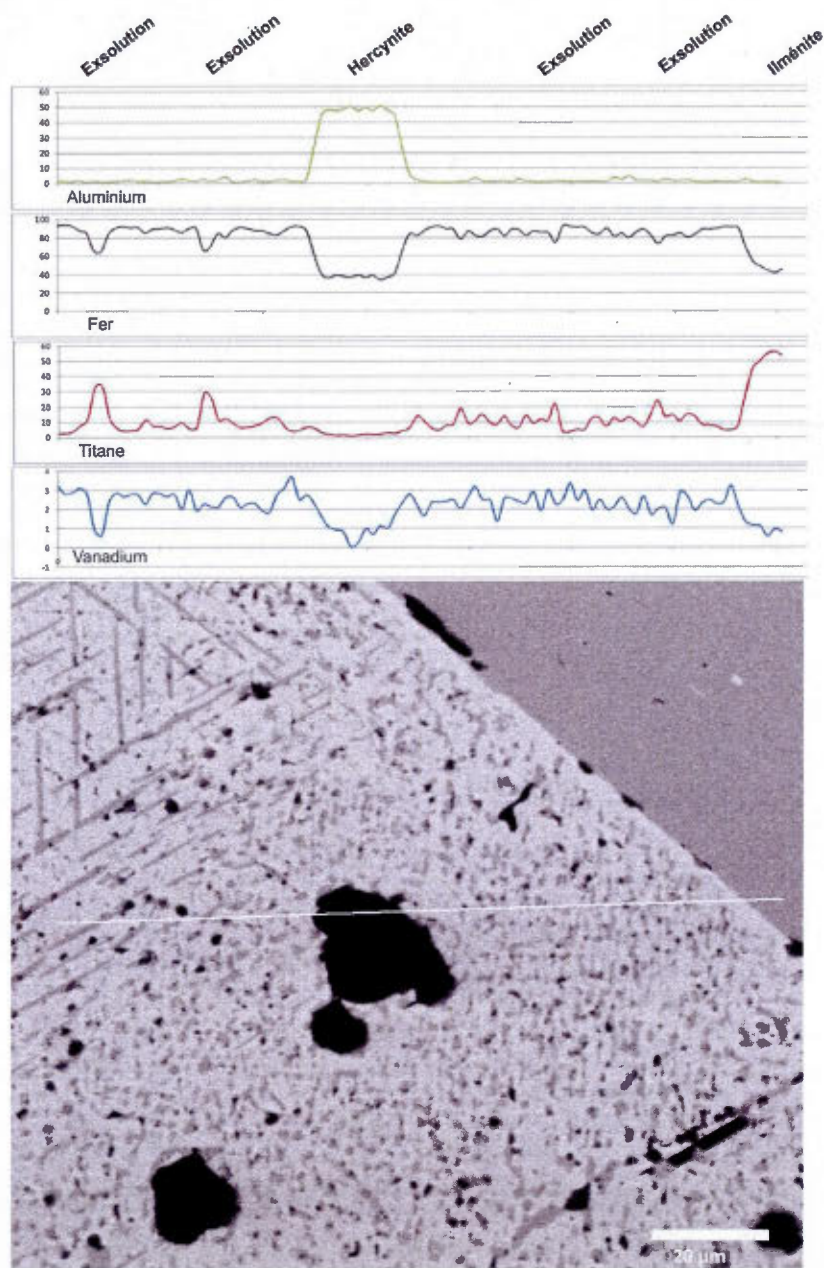
<i>Element</i>	<i>Wt%</i>	<i>At%</i>
<i>MgK</i>	12.63	16.57
<i>AlK</i>	54.82	64.79
<i>TiK</i>	00.45	00.30
<i>VK</i>	00.24	00.15
<i>FeK</i>	31.86	18.19
<i>Matrix</i>	Correction	ZAF

Figure 3: analyse élémentaire d'un grain d'hercynite



<i>Element</i>	<i>Wt%</i>	<i>At%</i>
<i>MgK</i>	01.75	03.69
<i>AlK</i>	01.70	03.23
<i>TiK</i>	28.21	30.22
<i>VK</i>	00.78	00.79
<i>FeK</i>	67.56	62.07
<i>Matrix</i>	Correction	ZAF

Figure 42: Analyse élémentaire d'une exsolution d'ulvöspinelle.



**Figure 5:** Profil d'analyses du vanadium, fer, titane et aluminium par mesure de dispersions des rayons X dans un grain de titanomagnétite. Les valeurs des mesures des constituant est relative à la somme des éléments analysés.

La série linéaire de points d'analyses montre que la valeur du vanadium augmente lorsque la phase minérale est la magnétite et diminue lorsque la phase minérale est l'ilménite, l'ulvöspinelle ou l'hercynite. Les points d'analyses dans le grain d'ilménite montrent également l'absence de vanadium. La valeur du vanadium est relativement constante dans la magnétite et diminue brutalement dans les exsolutions en treillis. La valeur du vanadium diminue plus progressivement dans l'hercynite, depuis la bordure jusqu'au centre du grain. Enfin, la valeur du vanadium chute brusquement lorsque l'on passe de la magnétite au grain d'ilménite jointif.

### **Conclusions**

Cette série d'analyses permet d'observer et de confirmer que le vanadium se concentre préférentiellement dans la magnétite et non dans les autres phases minérales. Les teneurs en vanadium dans les magnétites sont constantes, que ce soit proche ou éloigné d'une autre phase minérale. Ainsi, la cristallisation sub-solidus des exsolutions d'ilménite, ulvöspinelle et hercynite n'influence ne modifie pas la teneur en vanadium de la magnétite.

**Résultats du profil d'analyse point par point:**

Point	Distance (μm)	MgK	AlK	TiK	V K	FeK
1	0.00	0.57	1.26	2.05	3.21	92.91
2	0.71	0.67	1.12	2.10	2.79	93.32
3	1.42	0.37	0.88	3.50	2.87	92.37
4	2.14	0.56	1.49	7.40	3.09	87.46
5	2.85	0.50	0.54	11.62	2.78	84.57
6	3.56	0.60	0.83	32.51	0.90	65.16
7	4.27	0.65	0.73	33.24	0.62	64.76
8	4.99	0.59	0.62	12.58	2.36	83.86
9	5.70	0.46	1.07	5.62	2.83	90.02
10	6.41	0.51	1.36	3.64	2.64	91.85
11	7.12	0.95	2.09	3.93	2.76	90.27
12	7.84	0.35	0.86	5.15	2.75	90.89
13	8.55	0.62	0.97	11.22	2.25	84.93
14	9.26	0.57	0.74	7.08	2.81	88.79
15	9.97	0.48	0.54	6.93	2.82	89.23
16	10.69	0.74	0.77	5.38	2.63	90.49
17	11.40	0.61	1.38	6.74	2.76	88.51
18	12.11	0.88	2.57	9.25	1.98	85.32
19	12.82	0.89	1.65	5.13	3.01	89.33
20	13.54	0.72	1.20	6.25	1.92	89.90
21	14.25	0.82	2.44	28.42	2.24	66.08
22	14.96	1.07	1.18	25.10	2.11	70.54
23	15.67	0.71	2.08	11.14	2.07	84.00
24	16.39	1.63	4.01	11.96	2.59	79.82
25	17.10	0.46	0.72	8.71	2.59	87.52
26	17.81	0.36	0.76	5.91	2.07	90.91
27	18.52	0.66	1.21	6.21	2.25	89.67
28	19.24	0.69	2.30	7.18	2.26	87.57
29	19.95	0.49	1.00	9.19	1.90	87.41
30	20.66	0.53	0.99	12.46	1.83	84.19
31	21.37	0.81	1.74	12.22	2.76	82.46
32	22.09	0.83	2.21	6.41	3.12	87.43
33	22.80	0.42	0.91	3.50	3.67	91.51
34	23.51	0.33	1.03	4.19	2.50	91.95
35	24.22	1.18	2.59	6.35	2.74	87.14
36	24.94	6.75	24.68	5.47	2.20	60.90
37	25.65	11.32	44.77	2.51	1.55	39.84
38	26.36	13.36	47.89	1.69	1.04	36.01

39	27.07	12.37	47.25	0.75	0.90	38.73
40	27.79	12.10	48.32	1.19	0.78	37.60
41	28.50	13.08	50.13	0.52	0.00	36.27
42	29.21	12.51	47.28	0.92	0.27	39.02
43	29.92	11.59	49.57	1.65	0.96	36.23
44	30.64	11.91	47.13	1.55	0.67	38.74
45	31.35	12.93	50.27	1.65	1.10	34.04
46	32.06	12.27	47.55	2.50	0.98	36.70
47	32.77	11.24	43.92	2.06	1.71	41.07
48	33.49	5.88	23.28	3.83	2.31	64.71
49	34.20	1.66	5.98	6.00	2.78	83.58
50	34.91	0.50	1.98	13.63	2.18	81.71
51	35.62	0.33	0.79	10.28	1.63	86.98
52	36.34	0.32	0.49	5.81	2.30	91.09
53	37.05	0.53	0.38	4.26	2.34	92.48
54	37.76	0.51	0.29	7.40	2.38	89.42
55	38.47	0.43	0.26	8.05	2.46	88.80
56	39.19	0.93	0.79	18.40	1.99	77.89
57	39.90	0.50	1.48	8.74	2.64	86.64
58	40.61	1.24	3.18	10.40	3.18	82.01
59	41.32	0.87	1.38	14.66	2.47	80.61
60	42.04	0.66	0.93	9.19	2.44	86.78
61	42.75	0.50	1.12	8.17	1.35	88.87
62	43.46	0.92	1.48	13.49	2.55	81.55
63	44.17	0.62	0.70	7.39	2.54	88.75
64	44.89	1.12	2.63	6.03	2.37	87.84
65	45.60	0.52	1.28	14.03	2.30	81.86
66	46.31	0.69	0.93	8.79	2.89	86.70
67	47.02	0.54	0.56	11.62	1.90	85.38
68	47.74	0.39	0.87	10.91	3.02	84.82
69	48.45	0.82	1.26	21.42	2.23	74.27
70	49.16	0.50	1.06	3.88	2.48	92.08
71	49.87	0.74	1.05	3.33	3.34	91.54
72	50.59	0.63	0.99	4.69	2.43	91.25
73	51.30	0.70	0.93	4.53	2.99	90.86
74	52.01	0.74	0.79	12.21	1.93	84.33
75	52.72	0.51	1.04	12.38	2.49	83.58
76	53.44	0.41	0.94	6.77	1.98	89.90
77	54.15	1.12	3.59	12.17	2.09	81.02
78	54.86	0.65	2.38	9.98	2.60	84.39
79	55.57	1.37	4.43	12.78	1.99	79.44

80	56.29	0.67	1.90	10.20	1.74	85.48
81	57.00	0.49	1.51	6.61	2.65	88.75
82	57.71	0.89	1.58	14.19	1.69	81.66
83	58.42	0.71	1.02	23.61	1.99	72.68
84	59.14	1.18	2.31	13.41	2.04	81.06
85	59.85	0.92	1.63	14.54	1.20	81.70
86	60.56	0.93	1.43	10.40	2.87	84.36
87	61.27	0.68	1.89	14.65	2.69	80.09
88	61.99	0.49	0.96	13.80	1.92	82.83
89	62.70	0.36	0.50	8.40	2.28	88.46
90	63.41	0.43	0.75	7.53	2.49	88.82
91	64.12	0.33	0.79	7.06	2.26	89.56
92	64.84	0.67	0.86	4.56	2.36	91.55
93	65.55	0.38	0.64	4.48	3.23	91.27
94	66.26	0.55	0.74	6.82	2.10	89.80
95	66.97	1.37	2.28	26.42	1.32	68.61
96	67.69	0.90	0.63	44.65	1.14	52.69
97	68.40	0.82	0.35	49.48	1.09	48.26
98	69.11	0.80	0.40	54.12	0.56	44.12
99	69.82	0.99	0.62	56.06	0.94	41.38
100	70.54	0.61	0.00	53.46	0.78	45.15



## Références

- Ashwal, L.D. 1982. "Mineralogy of mafic Fe-Ti oxide-rich differentiates of the Marcy anorthosite massif, Adirondacks, New York". *American Mineralogist*, vol. 67, p. 14-27.
- Ashwal, L.D. 1993. "Anorthosites". *Springer-Verlag*, Berlin Heidelberg, New York. 422 pages.
- Bachari, H. 2004. "La genèse des dépôts d'oxydes fer, titane et vanadium associés aux anorthosites massives de la région de Lac-Saint-Jean Saint-Charles et Lac Élan et de la région de Havre Saint-Pierre Massif de la Rivière-au-Tonnerre, massif de la rivière Romaine et massif de Lac Allard, Québec, Canada". *Mémoire*. 167 p.
- Bai, Z-J., Zhong, H., Naldertt, A.J., Zhu, W-G. et Xu, G-W. 2012. "Whole-rock and mineral composition constraints on the genesis of the giant Hongge Fe-Ti-V oxide deposit in the Emeishan large igneous province, Southwest China". *Economic Geology*, vol. 107, p.507-524
- Balsley, J.R. et Buddington, A.F. 1958. "Iron-Titanium oxide minerals, rocks and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, New York". *Economic Geology*, vol. 537, p. 777-805.
- Beaudry, C. et Gaucher, E. (1986). Cartographie géologique dans la région de Matagami, Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; MA-86-32: 147 p.
- Buddington, A. F., Flahey, Y. et Vlisidis, A. 1955. "Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite". *American Journal of Sciences*, vol. 253, p. 497-532.
- Buddington, A.H. et Lindsley, D.H. 1964. "Iron-Titanium oxide Mineral and Synthetic Equivalents". *Journal of Petrology*, vol. 5, p. 310-357.
- Boudreau, A.E. et McBirney, A.R. 1997. "The Skaergaard layered series. Part III. Non dynamic layering". *Journal of petrology*, vol. 388, p. 1003-1020
- Boynton, W.V. 1984. "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies", *Rare Earth Element Geochemistry*, 63-114.
- Canil, D. 1999. "Vanadium partitioning between orthopyroxene, spinel and silicate melt and the redox states of mantle source regions for primary magmas". *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 63, p.557-572.
- Carr, P.M et Cathles III, L.M. 2008. "On the size and spacing of volcanogenic massive sulfide deposits within a district with application to the Matagami district, Quebec". *Economic Geology*, vol. 103, no 7, p. 1395-1409.

- Cawthorn, R. G. et L. D. Ashwal 2009. "Origin of Anorthosite and Magnetite Layers in the Bushveld Complex, Constrained by Major Element Compositions of Plagioclase." *Journal of Petrology*, vol. 509, p. 1607-1637.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J.K. 1992. "Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec". *Revue canadienne des sciences de la Terre*, vol 29, no 10, p. 2211-2225.
- Daigneault, R. et al.lard, G.O. 1990, "Le complexe du Lac Doré et son environnement géologique". *Ministère des ressources naturelles et de la faune*. MM89-03. 166 p.
- Desrochers, J-P., Hubert, C., Ludden, J.N. et Pilote, P. 1993. "Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstones belt, Canada". *Geology*, Vol 21, no 5, p. 451-454.
- Duchesne, J-C. 1970. "Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the south-Rogaland anorthositic complex Norway". *Annales Société géologique de Belgique*, vol. 935, p. 527-544.
- Duchesne, J-C. 1972. "Iron-Titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sognal massif, South-Western Norway". *Journal of Petrology*, vol. 13, p. 57-81.
- Duchesne, J-C. 1999. "Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites South Norway, p. geochemical characteristics and problems of interpretation." *Mineralium Deposita*, vol. 34, p. 182-198.
- Eales, H.V., Reynolds, I.M., et Gouws, D.A. 1980. "The spinel-group minerals of the central Karoo tholeiitic province". *Geological Society of South Africa*, vol. 83, p. 243-253.
- Eales, H.V. et Robey, J, van A. 1976 "Differentiation of tholeiitic Karroo magma at Birds River, South Africa". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 56, p. 101-117.
- Emslie, R. F. 1970. "Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase bearing systems". *Carnegie Inst. Washington Year-book*, vol. 69, p.148-155.
- Faure, F., Arndt, N. et Libourel, G. 2006. "Formation of spinifex texture in komatiites: an experimental study". *Journal of Petrology*, vol 47, no 8, p.1591-1610.
- Freeman, B.C. 1939. "The Bell River Complex, Northwestern Quebec". *The journal of Geology*, vol. 47, p.27-46.
- Freestone, I.C. 1978. "Liquid immiscibility in alkali-rich magmas". *Chemical geology*, vol. 23, p.115-123.

- Ghiorso, M.S. et Sack, R.O. 1991. "Fe-Ti oxide geothermometry, p. thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 108, p. 485-510.
- Goutier, J. (2005). Géologie de la région de la baie Ramsay 32F/10 et de la rivière Opaoca 32F/11. Ministère des ressources naturelles et de la faune. RG 2005-01: 58 p.
- Hargraves, R.B. 1962. "Petrology of the Allard Lake anorthosite suite, Quebec". *Petrologic Studies Buddington volume. Geological Society of American*. 163-190.
- Heaman, L.M. 1997. "Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province?". *Geology*, vol. 25, no 4, p. 229-302.
- Hill, R., et Roedder, P.L. 1974. "The crystallisation of spinel from basaltic liquid as a fonction of oxygen fugacity". *Journal of Geology*, vol. 82, p. 709-729.
- Irvine, T. N. et Baragar, W. R. A. 1971. "A guide to the chemical classification of common rocks". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 39, p. 991-1020.
- Jang, Y.D., Naslund, H.R. et McBirney, A.R. 2001. "The differentiation trend of the Skaergaard intrusion and the timing of magnetite crystallization, p. iron enrichment revisited". *Earth and planetary sciences letters*. vol. 189, p.189-196
- Jébrak, M. 1997. "Hydrothermal breccias in vein type ore deposit : A review of mechanisms, morphology and size distribution". *Ore Geology Reviews*, vol. 12, p. 111-134.
- Kärkkäinen, N. et Appelqvist, H. 1991. "Genesis of a low apatite-ilmenite-magnetite deposit in the Kauhajärvi gabbro, western Finland." *Mineralium Deposita*, vol. 34, p.754-769.
- Korinevskii, V.G. 2008. "Magmatic epidote from gabbro". *Russian geology and petrology*, vol. 49, p. 159-164.
- Krogh, T.E., Corfu, F., Davis, D.W., Dunning, G.R., Heaman, L.M., Kamo, S.L., machado, N., Greenough, J.D. et Nakamura, E. 1987. "Precise U/Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of badelyite and zircon". *Diabase dyke swarms, special paper 34, Geological association of Canada*, p. 147-152.
- London, D. 2008. "Pegmatites". *The Canadian Mineralogist, Special publication*, 347 pages.
- Lindsley, D. H. 2001. "Do Fe-Ti oxide magma exist? Geology , p. yes; experiments: no". *Geode field workshop on ilmenite deposits in the Rogaland Anorthosite Province. Norway*. Page 83.
- Lister, G.F. 1966. "The composition and origin of selected iron-titanium deposits". *Economic geology*, vol. 61, p.275-310.

- MacLean, W.H. et Kranidiotis, P. 1987. "Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec". *Economic Geology*, Vol. 82, no 4, p. 951-962.
- Maier, W.D., Barnes S.-J. et Pellet, T. 1996. "The economic significance of the Bell River Complex, Abitibi subprovince, Quebec". *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 33, p. 967-980.
- Markl, G. 2001. "REE constraints on fractionation processes of massive-type anorthosites on the Lofoten Islands, Norway". *Mineralogy and Petrology*, vol. 72, p. 325-351.
- McBirney, A.R. et Naslund, H.R. 1990. "The differentiation of the Skaergaard intrusion". *Contributions to mineralogy and petrology*, vol. 104, p.235-247
- McCarthy, T. S. et Cawthorn, R. G. 1983. "The geochemistry of vanadiferous magnetite in the Bushveld Complex, p. Implication for crystallization mechanisms in layered complexes. *Mineralium Deposita*, vol. 18, p. 505-518.
- Meurer, W.P. et Boudreau, A.E., 1998. "Compaction of igneous cumulates Part II, p. Compaction and the Development of igneous foliations". *The journal of Geology*, vol. 106, p.293-304.
- Mortensen, J.K. 1993. "U-Pb geochronology of the Eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region". *Revue canadienne des sciences de la Terre*, Vol. 30, no 1, p. 11-28.
- Nabil, H. 2003. "Génèse des dépôts de Fe-Ti-P associés aux intrusions litées Exemples, p. L'intrusion mafique de Sept-îles, au Québec; Complexe de Duluth aux États-Unis". *Thèse de doctorat*. Université du Québec à Chicoutimi. 537 p.
- Nuslund, H. R. 1983. "The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron bearing silicate melts". *American Journal of Science*, vol. 283, p. 1034-1059.
- Osborne, F.F. 1928. "The certain magmatic titaniferous iron ores and their origin". *Economic Geology*, vol. 23, p. 724-761.
- Philpotts, A.R. 1967. "Origin of certain Iron-Titanium oxide and apatite rocks". *Economic Geology*, vol. 62, p. 303-315.
- Philpotts, A.R. 1978. "Textural evidence for liquid immiscibility in tholeiites". *Mineral. Mag.*, vol. 42, p. 417-425.
- Philpotts, A.R., Doyle, C. D. 1983. "Effect of magma oxidation state on the extent of silicate liquid immiscibility in a tholeiitic basalt". *American Journal Sciences*, vol. 283, p.967-986.

- Piché, M., Guha, J., Daigneault, R., Sullivan, J.R. et Bouchard, G. 1990. "Les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami: Structure, stratigraphie et implications métallogéniques. Dans: *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière. L'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie*, Vol 43, p. 327-335.
- Piché, M. 1991. "Synthèse géologique et métallogénique du camp minier de Matagami, Québec". *Thèse de doctorat*. Université du Québec à Chicoutimi. 269 pages.
- Piché, M., Guha, J. et Daigneault, R. 1993. "Stratigraphic and structural aspects of the volcanic rocks of the Matagami mining camp, Quebec; Implications for the Norita ore deposit. *Economic Geology*, Vol 88, no 6, p. 1542-1558.
- Prichard, H.M. et Cann, J.R. 1982. "Petrology and Mineralogy of Dredged gabbro from Gettysburg Bank, Eastern Atlantic". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 79, p.46-55
- Pilote, P., Debreil, J.-A., Williamson, K., Lacoste, P. et Rabeau, O. 2012 "Révision géologique de la région de Matagami" *Les levés géologiques du bureau de l'exploration géologiques du Québec*. <http://www.mrm.gouv.qc.ca/mines/quebec-mines/2012-02/leves.asp>
- Reynolds, I.M. 1985. "Contrasted Mineralogy and textural relations in the uppermost Ti-magnetite layers of the Bushveld Complex in the Bierkraal area north of Rustenberg". *Economic Geology*, vol. 80, p. 1027-1048.
- Roedder, E. 1951. "Low temperature liquid immiscibility in the system  $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ ". *American Mineralogist*, vol. 36, p. 282-286.
- Roedder, E. 1956. "The role of liquid immiscibility in igneous petrogenesis, p. a discussion". *Journal of geology*, vol. 64, p. 84-88.
- Roeder, P.L., et Osborn, E. F. 1966. "Experimental data for the system  $MgO-FeO-Fe_2O_3-CaAl_2Si_2O_8$  and their petrologic implications". *American Journal of Sciences*, vol. 264, p. 428-480.
- Scott, C.R., Mueller, W. et Pilote, P. 2002. "Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi greenstone belt, Val d'Or, Canada". *Precambrian Research* vol 115, p. 223-260.
- SGS Canada inc. Geostat. (2011). "Technical Report. Vanadium-Titanium-Iron Resource estimation of the Iron-T property, Matagami area, Quebec, Canada" Apella Resources Inc.. 89 p.

- Streckeisen, A. 1976. "To each plutonic rock its proper name". *Earth-Science Reviews*, vol. 12, p. 1-33.
- Taner, M. F., Ercit, T.S., Gault, R.A. 1998. "Vanadium-bearing magnetite from the Matagami and Chibougamau mining districts, Abitibi, Quebec, Canada". *Exploration and Mining Geology*, Vol 7, no 4, p. 299-311
- Taner, M.F. (2010). "Report on the petrographic and mineralogical study of sample from the Matagami and Lac Dore vanadium/titanium deposits, Quebec" Apella Resources Inc.. 37 p.
- Toplis, M. J. et Carroll, M.R. 1996. "Differentiation of Ferro-Basaltic magmas under conditions open and closed to oxygen, p. implications for the Skaergaard intrusion and other natural systems". *Journal of Petrology*, vol. 574, p. 837-858
- Toplis, M. J. et A. Corgne 2002. "An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium." *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 144, no 1, p. 22-37.
- Vernon, R. H. 1970. "Comparative grain boundary studies of some basic and ultrabasic granulites, nodules, and cumulates". *Scottish Journal of Geology*, vol. 6, p. 337-351.
- Wiebe, R. A. 1996. "Mafic-silicic layered intrusions, p. the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers." *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, p. Earth Sciences*, vol. 87, p. 233-242.
- Wyman, D.A. 1999. "A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi greenstone belt, Canada". *Precambrian research*, vol 97, p. 27-42.
- Xie, Q., Kerrich, R. et Fan, J. 1993. "HFSE/REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequences, Archean Abitibi greenstone belt: Implications for multiple plume sources and depths". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 57, no 16, p. 4111-4118.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Leshner C.M., Keays, R.R., Zhang, C.-J. et Malpas, J. 2005. "Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sishuan Province, SW China." *Journal of Petrology*, vol. 46, no 11, p. 2253-2280.
- Zhou, M.F., Arndt, N.T., Malpas, J., Wang, C.Y., and Kennedy, A.K. 2008. "Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China." *Lithos*, vol. 103, p. 352-368.